DORU-TOADER JURAVLE

GEOLOGIA REGIUNII DINTRE VALEA SUCEVEI ŞI VALEA PUTNEI (CARPAŢII ORIENTALI)

Doru-Toader JURAVLE

Geologia regiunii dintre Valea Sucevei şi Valea Putnei (Carpaţii Orientali)

UNIVERSITY LIBRARY

CUVÂNT ÎNAINTE

A prezenta o carte, este după părerea noastră, o responsabilitate nu tocmai comodă şi nici lipsită de riscuri, întrucât demersul în sine, deşi priveşte expres opera şi pe autorul ei, prefaţatorul devine *volens-nolens*, solidar nu numai la izbândă dar şi la un eventual eşec. De aceea, de câte ori ne-am luat o asemenea sarcină, am exclus din start compromisul, care obişnuit nu-i tranşant şi nici negociat, ci doar subînţeles, şi, prin care prefaţa ar urma să devină "colacul de salvare" a operei.

Sigur, există şi reversul. O anume manieră de analiză şi prezentare, cu anchiloză în tipare vechi, prin rescrierea cărţii, capitol cu capitol, sub zodia platitudinii şi coborârea la detalii lipsite de relevanţă, pot face din prefaţă un bumerang, analizei, scăpându-i noutatea şi ineditul, în fapt virtuţile ce o singularizează şi o poate recomanda ca o realizare de certă valoare.

In mod firesc, o asemenea viziune nu poate fi absolutizată, dar lecturile noastre de-a lungul timpului, ne arată că nici în domeniul geonomiei, exemplele de care am amintit, nu ne lipsesc. In consecinţă, deşi preambulul nostru rămâne descurajant, să sperăm că efortul comun, al autorului în primul rând şi mai apoi al nostru, s-a putut conjuga spre un final care să satisfacă exigenţele specialiştilor dar şi a altor categorii de cititori din domenii conexe.

In fondul ei, cartea asupra căreia ne vom pronunţa în cele ce urmează, reprezintă la origine lucrarea prezentată de lectorul Doru-Toader Juravle, drept teză, în vederea obţinerii titlului de doctor în geologie, cu referire la un sector de fliş din bazinul văii Sucevei. Trebuie să recunoaştem că, din capul locului, am avut convingerea că sarcina pe care şi-a asumat-o colegul nostru de breaslă era una destul de dificilă, dacă nu chiar ingrată. Aceasta pentru mai multe motive.

In primul rând, perimetrul pus în discuţie este restrâns şi cu referinţe bibliografice destul de puţine, ceea ce la prima vedere părea să fie un avantaj. In realitate, spre deosebire de alte zone ale flişului carpatic, sectorul văii Sucevei prezintă, după cum vom vedea, o complexitate geologică aparte, ceea ce a făcut să fie, în general, evitat de către geologi. In plus, extremitatea nordică a Carpaţilor Orientali, se înscrie, după cum se ştie, într-un context geologic-structural, încă insuficient explicat din punct de vedere cauzal. Este vorba de dispariţia aproape totală a flişului de Ceahlău şi Teleajen, în vest, zona cristalino-mezozoică luând contact direct cu Pânza de Audia, iar în est reducerea considerabilă a molasei pericarpatice, conexată cu tectonizarea avansată a pânzelor de Tarcău şi Vrancea, până la un aspect de adevărat colaps pentru cea din urmă.

Consemnam deja că asupra perimetrului investigat s-au scris puţine lucrări şi cu toate acestea, în economia sintezei domnului Juravle, istoricul cercetărilor este unul cuprinzător, cu referinţe la întreg flişul Carpaţilor Orientali şi acoperind preocupările geologilor străini şi români de la primele informaţii şi până la investigaţiile cele mai recente; un istoric, am putea spune exhaustiv şi care lasă la prima vedere impresia unui abuz. In realitate, eşafodajul geologic al zonei trebuia să se racordeze şi eventual să se armonizeze modelelor deja confirmate, încât o necunoaştere a tot ceea ce s-a spus şi s-a scris în domeniul flişului carpatic l-ar fi pus pe autor, cum înţelept o recunoaşte, în postura de a "redescoperi roata".

Sub raport geologic, datele de fond ale lucrării sunt restrânse la pânza de Tarcău cu litofaciesul de Doamna-Kliwa în est şi Tazlău-Moldoviţa spre vest şi la Pânza Vrancei, care constituie aici semifereastra Gura-Putnei, recunoscută iniţial de Th. Joja şi confirmată apoi de către toţi cercetătorii care au lucrat în zonă. Schimbări notabile sunt operate de către autor, în special la nivelul Pânzei de Tarcău, asupra căreia reuşeşte să ofere o imagine cu totul nouă, atât sub raport litostratigrafic cât şi tectonic. Se ştie că în acest sector de fliş a fost descrisă la nivelul Paleocen-Eocenului Gresia de Scorbura, aport arenitic similar celui ce a clădit Gresia de Kliwa în vremea Oligocenului. Faptului nu i s-a dat iniţial importanţa cuvenită.

Observațiile atente ale doctorului Juravle au dus la constatarea că prezența gresiilor de tip Scorbura, sporadică în restul flișului carpatic, relevă aici o invazie, o substituție masivă, producând o "alterare", atât a unor entități litostratigrafice clasice cât și a litofaciesurilor, amplificându-se caracterul polifacial al Pânzei de Tarcău.

Realitățile terenului i-au impus astfel autorului, ca la nivelul Paleocen-Eocenului, între litofaciesul de Doamna și Tazlău să separe încă două, în speță litofaciesul de Scorbura-Doamna și litofaciesul de Scorbura-Tazlău, în care sunt substituite parțial prin cuarțarenitele amintite, formațiunile de Straja, Sucevița și Tazlău, rezultând de fapt entități noi cu trăsături particulare, respectiv Formațiunea de Surcele, de Scorbura și Formațiunea de Scorbura-Tazlău; ele sunt susținute nu numai de datele de ordin petro-mineralogic ci și biostratigrafic, respectiv nannoplanctonic.

Lectura atentă a lucrării demonstrează că de fapt și Pânza Vrancei, respectiv semifereastra Gura-Putnei, a pus autorului suficiente probleme, întrucât coloana ei litostratigrafică a fost controversată și probabil încă va mai suscita dispute. Respectivele controverse purtate de-a lungul timpului sunt dezbătute cu multă responsabilitate și simț critic, iar modelul propus în final nu este lipsit de elemente noi argumentate cu rigoare. Se probează, astfel, că cele mai vechi depozite ale acestei unități aparțin Formațiunii de Sucevița și care nu are nimic din trăsăturile Formațiunii de Jgheabul Mare cum s-a considerat; urmează Calcarul de Doamna, Formațiunea de Bisericani și Gresia de Lucăcești, Oligocenul cuprinzând toți termenii specifici, inclusiv disodilele și menilitele superioare, posibil chiar Formațiunea de Gura Șoimului, miocenă.

In legătură cu depozitele grezo-conglomeratice prinse sub fruntea Pânzei de Tarcău, "plimbate" mult prin scara stratigrafică și asimilate uneori cu Gresia de Kliwa, se ajunge la concluzia că ele reprezintă o entitate distinctă, desenată drept Formațiunea de Arșița revenind după nannoplancton Oligocenului terminal și bazei Miocenului; rămânând echivalentă cu Formațiunea de Gura Șoimului, autorul pare să aibă dreptate, că ea reprezintă un petec de rabotaj, aparținând facial de o zonă mai internă a Pânzei de Vrancea.

Considerațiilor de ordin structural li se acordă un spațiu pe măsură și li se asociază complementar un material cartografic de excepție, atât conceptual cât și ca realizare grafică, respectiv harta geologică a regiunii, harta litofacială și tectonică, ultima cu separarea minuțioasă a sistemului de solzi și a celor două digitații din cadrul Pânzei de Tarcău. Constatăm astfel, cu satisfacție, că autorul este un bun cunoscător al terenului și are o intuiție care nu înșeală, demonstrând că nu au dispărut chiar de tot geologii cu virtuți cartografice și care au și capacitatea de a se ridica, în același timp, de la factologia analitică la sinteză și generalizări.

Sintetizând, putem spune că lucrarea domnului Doru Juravle reprezintă o reușită, constituind, fără nici o rezervă, prima monografie asupra geologiei flișului din extremitatea nordică a Carpaților Orientali, și care va fi, credem, încă multă vreme, principalul ghid, nu numai la dispoziția factorilor de interes economic dar și a celor care vor fi interesați de a continua efortul de cunoaștere a înaintașilor.

Așa cum îl cunoaștem, avem convingerea că autorul va rămâne încă multă vreme sub obsesia subiectului abordat, căutând în viitor răspunsuri și problemelor mai puțin soluționate, cum ar fi cele de sedimentogeneză, de identificare și stabilire a dinamicii ariei sursă a arenitelor de tip Scorbura sau de eventuala validitate a semiferestrei Sucevița, separată de unii autori, dar și a raportului acesteia cu semifereastra Gura-Putnei, din imediata vecinătate.

Prof. univ. dr.Constantin GRASU
Universitatea "Al. I. Cuza" Iași
Catedra de Geologie-Paleontologie

CUPRINS

INTRODUCERE / 13
Cadrul fizico-geografic / 14
I. ISTORICUL CERCETĂRILOR / 21
II. GEOLOGIA REGIUNII / 53
II.1. STRATIGRAFIA / 53
II.1.1. PÂNZA DE TARCĂU / 53
CRETACICUL SUPERIOR / 53
Formațiunea de Hangu / 54
Litostratigrafia / 54
Biostratigrafia / 60
LIMITA CRETACIC – PALEOCEN / 64
PALEOGENUL / 64
PALEOCENUL / 66
Formațiunea de Izvor / 66
Litostratigrafia / 66
Biostratigrafia / 71
LIMITA PALEOCEN – EOCEN / 78
EOCENUL / 78
YPRESIAN – LUTEȚIAN – BARTONIAN / 80
LITOFACIESUL DE DOAMNA / 80
Formațiunea de Surcele / 83
Formațiunea de Straja / 84
Litostratigrafia / 85
Biostratigrafia / 91
Formațiunea de Sucevița / 94
Litostratigrafia / 94
Biostratigrafia / 96
Formațiunea de Doamna – Vițeu / 97
Litostratigrafia / 98
Biostratigrafia / 98
LITOFACIESUL DE SCORBURA – DOAMNA / 99
Formațiunea de Surcele / 100
Formațiunea de Straja / 102
Litostratigrafia / 102
Biostratigrafia / 104
Formațiunea de Scorbura / 104
Litostratigrafia / 105
Biostratigrafia / 110
Formațiunea de Doamna – Vițeu / 112
Litostratigrafia / 112
Biostratigrafia / 118
LITOFACIESUL DE SCORBURA – TAZLĂU / 119
Formațiunea de Surcele / 120
Formațiunea de Straja / 120

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Litostratigrafia / 121
Formațiunea de Scorbura – Tazlău / 122
Litostratigrafia / 122
Biostratigrafia / 127
PRIABONIANUL / 129
LITOFACIESUL DE SCORBURA – DOAMNA / 130
Formațiunea de Plopu - Bisericani / 130
Litostratigrafia / 131
Biostratigrafia / 133
Formațiunea gresiei de Lucăcești și
a marnelor cu globigerine / 135
Litostratigrafia / 136
Biostratigrafia / 139
LITOFACIESUL DE SCORBURA – TAZLĂU / 141
Formațiunea de Plopu / 141
Litostratigrafia / 141
Biostratigrafia / 143
Formațiunea de Lupoaia / 144
Litostratigrafia / 145
Biostratigrafia / 145
LIMITA EOCEN – OLIGOCEN / 147
OLIGOCENUL / 147
LITOFACIESUL DE KLIWA / 148
Formațiunea menilitelor inferioare / 148
Litostratigrafia / 148
Biostratigrafia / 151
Formațiunea marnelor bituminoase / 153
Litostratigrafia / 153
Biostratigrafia / 153
Formațiunea disodilelor inferioare / 154
Litostratigrafia / 154
Biostratigrafia / 156
Formațiunea gresiei de Kliwa / 157
Litostratigrafia / 157
Biostratigrafia / 159
LITOFACIESUL DE MOLDOVIȚA / 159
Formațiunea menilitelor inferioare și
marnelor bituminoase / 159
Litostratigrafia / 159
Biostratigrafia / 160
Formațiunea disodilelor inferioare / 161
Formațiunea gresiei de Kliwa / 161
Litostratigrafia / 161
Biostratigrafia / 161
II.1.2. PÂNZA DE VRANCEA / 162
EOCENUL / 163
Formațiunea de Sucevița / 164
Litostratigrafia / 164
Biostratigrafia / 166
Formațiunea de Doamna – Vițeu / 166
Litostratigrafia / 167

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Biostratigrafia / 170
Formațiunea de Plopu - Bisericani / 170
Litostratigrafia / 171
Biostratigrafia / 172
LIMITA EOCEN – OLIGOCEN / 172
OLIGOCEN – MIOCEN INFERIOR / 172
Formațiunea menilitelor inferioare / 173
Formațiunea marnelor bituminoase / 175
Formațiunea disodilelor inferioare / 176
Formațiunea gresiei de Kliwa / 177
Formațiunea disodilelor și menilitelor superioare / 179
II.1.3. LAMA DE RABOTAJ ARȘIȚA / 180
Formațiunea de Arșița / 181
Litostratigrafia / 182
Biostratigrafia / 185
LIMITA OLIGOCEN – MIOCEN / 187
II.2. TECTONICA / 189
II.2.1. PÂNZA DE TARCĂU / 195
Considerații generale / 195
Descrierea elementelor structurale / 196
II.2.2. LAMA DE RABOTAJ ARȘIȚA / 200
II.2.3. PÂNZA DE VRANCEA / 201
Considerații generale / 201
Descrierea elementelor structurale / 203
II.2.4. CORELAREA ELEMENTELOR STRUCTURALE DIN VALEA SUCEVEI CU CELE DIN BAZINELE SUCEVIȚEI ȘI MOLDOVIȚEI / 204
II.2.5. RELAȚIILE UNITĂȚILOR TECTONICE / 207
Relațiile Pânzei de Tarcău cu Pânza de Vrancea / 208
Relațiile Pânzei de Vrancea cu Pânza subcarpatică / 208
III. CONSIDERAȚII PALEOGEOGRAFICE / 211
IV. RESURSE MINERALE UTILE / 227
PALEONTOLOGIE / 231
ABSTRACT / 261
BIBLIOGRAFIE / 287
ANEXE GRAFICE / 309
Anexa nr. 1 - Planșe nannoplancton: I – VIII
Anexa nr. 2 – Corespondențe morfo-lito-structurale în bazinul Sucevei
Anexa nr. 3 – Legenda hărții și a secțiunilor geologice
Anexa nr. 4 – Harta geologică a regiunii Valea Sucevei – Valea Putnei – Valea Brodinei (Carpații Orientali)
Anexa nr. 5 – Secțiuni geologice (1-2, 3-4, 5-6)
Anexa nr. 6 – Harta tectonică a regiunii Valea Sucevei – Valea Putnei – Valea Brodinei (Carpații Orientali)
Anexa nr. 7 – Litofaciesurile Eocene în regiunea Valea Sucevei – Valea Putnei – Valea Brodinei (Carpații Orientali)
Anexa nr. 8 - Litofaciesurile Oligocene în regiunea Valea Sucevei – Valea Putnei – Valea Brodinei (Carpații Orientali)
Anexa nr. 9 – Raporturile spațiale ale litofaciesurilor eocene și oligocene în regiunea Valea Sucevei – Valea Putnei – Valea Brodinei (Carpații Orientali)

BCU IAȘI - CENTRU UNIVERSITY LIBRARY

CONTENTS

INTRODUCTION / 13
Geographic features of the region / 14
I. PREVIOUS RESEARCH / 21
II. REGION GEOLOGY / 53
II.1. STRATIGRAPHY / 53
II.1.1. TARCĂU NAPPE / 53
UPPER CRETACEOUS / 53
Hangu Unit / 54
Lithostratigraphy / 54
Biostratigraphy / 60
CRETACEOUS – PALEOCENE LIMIT / 64
PALEOGENE / 64
PALEOCENE / 66
Izvor Unit / 66
Lithostratigraphy / 66
Biostratigraphy / 71
PALEOCENE – EOCENE LIMIT / 78
EOCENE / 78
YPRESIAN – LUTETIAN – BARTONIAN / 80
DOAMNA LITHOFACIES / 80
Surcele Unit / 83
Straja Unit / 84
Lithostratigraphy / 85
Biostratigraphy / 91
Sucevița Unit / 94
Lithostratigraphy / 94
Biostratigraphy / 96
Doamna – Vițeu Unit / 97
Lithostratigraphy / 98
Biostratigraphy / 98
SCORBURA – DOAMNA LITHOFACIES / 99
Surcele Unit / 100
Straja Unit/ 102
Lithostratigraphy / 102
Biostratigraphy / 104
Scorbura Unit / 104
Lithostratigraphy / 105
Biostratigraphy / 110
Doamna – Vițeu Unit / 112
Lithostratigraphy / 112
Biostratigraphy / 18
SCORBURA – TAZLĂU LITHOFACIES / 119
Surcele Unit / 120
Straja Unit / 120
Lithostratigraphy / 121

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Scorbura – Tazlău Unit / 122
Lithostratigraphy / 122
Biostratigraphy / 127
PRIABONIAN / 129
SCORBURA –DOAMNA LITHOFACIES / 130
Plopu - Bisericani Unit / 130
Lithostratigraphy / 131
Biostratigraphy / 133
Lucăcești sandstone and Globigerina marls Unit / 135
Lithostratigraphy / 136
Biostratigraphy / 139
SCORBURA – TAZLĂU LITHOFACIES / 141
Plopu Unit / 141
Lithostratigraphy / 141
Biostratigraphy / 143
Lupoaia Unit / 144
Lithostratigraphy / 145
Biostratigraphy / 145
EOCENE – OLIGOCENE LIMIT / 147
OLIGOCENE / 147
KLIWA LITHOFACIES / 148
Lower menilites Unit / 148
Lithostratigraphy / 148
Biostratigraphy / 151
Bituminous marls Unit / 153
Lithostratigraphy / 153
Biostratigraphy / 153
Lower disodiles Unit / 154
Lithostratigraphy / 154
Biostratigraphy / 156
Kliwa sandstone Unit / 157
Lithostratigraphy / 157
Biostratigraphy / 159
MOLDOVIȚA LITHOFACIES / 159
Lower menilites and bituminous marls Unit / 159
Lithostratigraphy / 159
Biostratigraphy / 160
Lower disodiles Unit / 161
Kliwa sandstone Unit / 161
Lithostratigraphy / 161
Biostratigraphy / 161
II.1.2. VRANCEA NAPPE / 162
EOCENE / 163
Sucevița Unit / 164
Lithostratigraphy / 164
Biostratigraphy / 166
Doamna – Vițeu Unit / 166
Lithostratigraphy / 167
Biostratigraphy / 170
Plopu - Bisericani Unit / 170
Lithostratigraphy / 171

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Biostratigraphy / 172
EOCENE – OLIGOCENE LIMIT / 172
OLIGOCENE –LOWER MIOCENE / 172
Lower menilites Unit / 173
Bituminous marls Unit / 175
Lower disodiles Unit / 176
Kliwa sandstones Unit / 177
Upper disodiles and menilites Unit / 179
II.1.3. ARŞIȚA RASP WEDGE / 180
Arşița Unit / 181
Lithostratigraphy / 182
Biostratigraphy / 185
OLIGOCENE – MIOCENE LIMIT / 187
II.2. TECTONICS / 189
II.2.1. TARCĂU NAPPE / 195
General considerations / 195
Description of the structural elements / 196
II.2.2. ARŞIȚA RASP WEDGE / 200
II.2.3. VRANCEA NAPPE / 201
General considerations / 201
Description of the structural elements / 203
II.2.4. THE CORRELATION OF THE STRUCTURAL ELEMENTS FROM SUCEAVA VALLEY WITH THOSE FROM SUCEVIȚA AND MOLDOVIȚA VALLEYS / 204
II.2.5. THE RELATION OF THE TECTONIC UNITS / 207
The relations of Tarcău Nappe with Arşița rasp wedge and Vrancea Nappe / 208
The relations of Vrancea Nappe with the Subcarpathian Nappe / 208
III. PALEOGEOGRAPHICAL CONSIDERATIONS / 211
IV. USEFUL MINERAL RESOURCES / 227
PALEONTOLOGY / 231
ABSTRACT / 261
BIBLIOGRAPHY / 287
GRAPHIC APPENDICES / 309
Appendix 1 - Nannoplancton forms: I – VIII
Appendix 2 – Morpho-lito-structural correspondences in Suceava basin
Appendix 3 – Legend of the geologic map and sections
Appendix 4 – Geologic map of the Suceava Valley – Putna Valley – Brodina Valley (Eastern Carpathians) area
Appendix 5 – Geologic sections (1-2; 3-4; 5-6)
Appendix 6 – Tectonic map of the Suceava Valley – Putna Valley – Brodina Valley (Eastern Carpathians) area
Appendix 7 – Eocene litho-facieses in the Suceava Valley – Putna Valley – Brodina Valley (Eastern Carpathians) area
Appendix 8 – Oligocene litho-facieses in the Suceava Valley – Putna Valley – Brodina Valley (Eastern Carpathians) area
Appendix 9 – The distribution of the Eocene-Oligocene litho-facieses in the Suceava Valley – Putna Valley – Brodina Valley (Eastern Carpathians) area

BCU IAȘI - UNIVERSITY LIBRARY

INTRODUCERE

Zona care constituie obiectul studiului nostru este localizată în bazinul Sucevei, fiind delimitată în nord de frontiera de stat, în est de o linie orientată nord-sud care trece pe la confluența râurilor Suceava și Putna, în sud-est și sud râul Putna și în vest linia râului Brodina și Brodinioara (fig. nr. 1).

Administrativ sectorul studiat aparține comunelor Putna, Straja și Brodina, situate în partea de nord a județului Suceava.

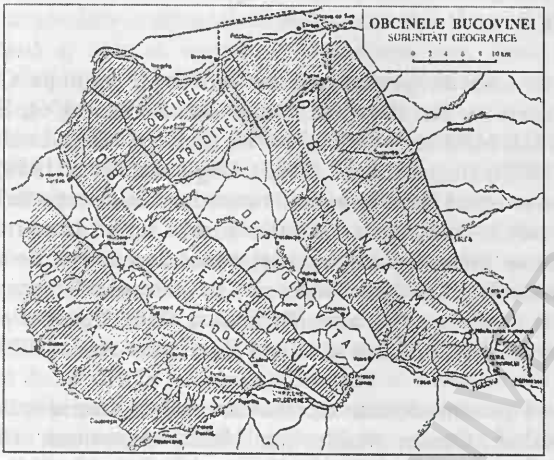


Fig.1 – Schiță cu amplasarea perimetrului (după Barbu, 1976)

Parcurgerea istoricului cercetărilor geologice din acestă zonă justifică demersul de față, cercetările sistematice efectuate până în prezent rezumându-se la cele ale lui Joja din perioada 1948 -1960. Ulterior s-au efectuat o serie de cercetări aplicate de către I. P. E. G. „Suceava" (actuala S. C. „Geomold" S. A.) în Valea Putnei (în bazinul Glodul și sectorul Bodârlău), în scopul valorificării disodilelor oligocene în sectorul energetic (1980 – 1989) și de către geologii petroliști, pentru hidrocarburi. Aceștia din urmă și-au concentrat activitatea în partea estică, în special în Pânza de Vrancea, Pânza subcarpatică și Platforma Moldovenească. Cercetări mai recente în zonă, cu referire la Semifereastra Gura-Putnei, le-au întreprins Micu și Constantin (1993).

În acest context ne-am propus ca pe baza cercetărilor din teren și laborator să prezentăm un model geologic al zonei Valea Sucevei - Valea Putnei – Valea Brodinei, interpretat în acord cu datele de cunoaștere actuală privind litostratigrafia, biostratigrafia și tectonica flișului extern.

Pentru a atinge acest deziderat am folosit datele obținute din cartările de la suprafață efectuate de noi în zonă începând din anii 1980, datele din lucrările de cercetare executate de către geologii de la S. C. „Geomold" S. A. Câmpulung Moldovenesc (cartări de la suprafață, lucrări miniere ușoare, galerii și foraje), unele informații din forajele executate pentru hidrocarburi în Valea Sucevei și pe cele din literatura de specialitate. La acestea s-au adăugat analizele biostratigrafice și petrografice efectuate de noi în scopul determinării vârstei depozitelor și principalelor tipuri litologice.

Lucrarea are o structură clasică, materialul fiind ordonat ascendent în 5 capitole (stratigrafia, tectonica, considerații paleogeografice, resurse utile și paleontologia), fiecare cuprinzând argumentele folosite la interpretările din capitolele următoare.

Etica profesională ne obligă să precizăm că elaborarea și redactarea acestei lucrări a fost posibilă datorită sprijinului necondiționat pe care l-am primit din partea conducătorului științific al tezei de doctorat, acad. Liviu Ionesi, d-nei prof. univ. dr. emerit Bica Ionesi,

foştilor colegi de la S.C. „Geomold" S.A., prin persoana directorului geolog dr. Florinel Fănică Florea şi colegilor din departamentele de Geologie şi Geografie ale Facultăţii de Geologie şi Geografie, Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, cărora le datorăm consideraţia şi mulţumirile noastre. Totodată, nu putem să trecem sub tăcere gratitudine noastră faţă de acad. Mircea Săndulescu, prof. dr. univ. Constantin Grasu şi cercetător ştiinţific gradul I Titus Brustur, care au girat conţinutul ştiinţific al tezei de doctorat, în calitate de referenţi. Şi, cum se întâmplă deseori, ne aducem aminte de abia în final de cei care ne-au sprijinit permanent de-a lungul timpului, familia, căreia îi dedicăm această reuşită a noastră.

Cadrul fizico-geografic

Lucrări geomorfologice cu caracter general sau cu referire la evoluţia Carpaţilor Orientali şi a Podişului Moldovenesc au fost destul de numeroase: Barbu (1976), Băcăuanu (1968), Coteţ (1976), David (1921), Mihăilescu (1963, 1977), Rădoane Maria et al. (2000), Naum şi Grigore (1974), Posea (2002), Ungureanu Al. (1993), Ungureanu Irina (1978) şi alţii.

În ce priveşte lucrările care se referă în mod special la zona luată în discuţie de noi, sunt destul de puţine şi acestea au vizat în majoritatea cazurilor zonele situate la sud de Valea Suceviţei. Studiile au fost orientate asupra paleogeografiei zonei de contact ale unităţilor carpatice cu Depresiunea Rădăuţilor (Podişul Sucevei) şi paleoreconstrucţia reţelei hidrografice. Un aport deosebit în acest sens l-au avut Martiniuc (1956), Barbu et al. (1964, 1966), Barbu (1970), Barbu şi Ionesi (1970), Ionesi et al. (1971), Donisă et al. (1973), Barbu (1976).

Barbu (1970, 1976), separă pe considerente morfostructurale în Obcinele Bucovinei patru subunităţi, direcţional-paralele: Obcina Moldoviţei, Ulucul depresionar Ciumârna-Săcrieş, culmea principală a Obcinei Mari şi Obcinele Humorului. Autorul evidenţiază că geomorfologic ne găsim în faţa unei succesiuni de hogback-uri asimetrice, cu privire estică, formate pe o structură monoclinală cu o înclinare a stratelor de 30-60^0. Versanţii-frunte au declivităţi de 25-30^0, în timp ce versanţii de revers ajung la cca. 20^0.

Contactul Obcinei cu Podişul este considerat de natură tectono-litologică, iar tranşanţa acestuia s-ar datora absenţei treptei subcarpatice. Autorul arată că Miocenul pericarpatic aflorează într-o bandă foarte îngustă şi datorită faptului că este alcătuit din roci cu rezistenţă mecanică redusă, este erodat până la nivelul podişului sau sub nivelul acestuia, formându-se bazinete litologice de contact (Solca, Soloneţ, Cacica).

Barbu şi Ionesi (1970) iau în discuţie raporturile ciclurilor orogenice şi fazelor tectogenetice cu etapele de evoluţie geomorfologică a reliefului Obcinelor Bucovinei şi, mai târziu, Ionesi et al. (1971) procedează la orizontarea depozitelor fluvio-deltaice din partea vestică a Podişului Sucevei şi identifică semnificaţiile paleogeomorfologice ale acestora. Autorii conchid că formaţiunile fluvio-deltaice de vârstă Volhinian inferior au avut o răspândire mult mai mare pe versantul drept al Văii Sucevei, însă au fost îndepărtate prin eroziune. Resturile din construcţiile fluvio-deltaice au rămas suspendate pe înălţimi, putând fi confundate cu depozite de terasă.

Donisă et al. (1973) cercetează etapele de evoluţie a reţelei hidrografice din Carpaţii Orientali. Privitor la evoluţia reţelei din nordul Obcinelor Bucovinei autorii afirmă că aceasta s-a organizat pe flancul estic în subetapa Sarmaţian - Pliocen superior, caracterizată printr-un calm tectonic desăvârşit. Astfel paleodeltele atestă exstenţa unei reţele compuse din paleo-Suceava, paleo-Sucevita, paleo-Clit, paleo-Solca şi paleo-Soloneţ. Izvorele paleo-râurilor erau localizate în zona flişului. Dintre acestea, doar Suceava a rezistat, menţinându-se aproximativ pe acelaşi traseu, restul reorganizându-se.

Din punct de vedere geomorfologic zona noastră de studiu este caracterizată de prezenţa contactului tranşant al unităţilor carpatice cu unităţile Podişului Moldovenesc, care poate fi urmărit pe linia localităţilor Straja – Marginea - Solca.

Fizico-geografic, la vest de linia Straja – Marginea se găsesc subunitățile părții nord-estice ale Obcinelor Bucovinei (sens Barbu, 1976), mai precis ale părții nordice a Obcinei Mari, iar la est de linia amintită se desfășoară Depresiunea Rădăuților din partea nordică a Podișului piemontan (subunitate a Podișului Moldovenesc, sens Ungureanu, 1993).

Aspectul morfometric și morfografic al reliefului este dictat de aranjamentul structural, realizat în tectogenezele miocene. Morfostructura realizată la nivelul Sarmațianului inferior, a intrat într-un proces de modelare sub acțiunea factorilor exogeni, în Cuaternar desăvârșindu-se reliefuł actual. Se pot separa două mari categorii de relief: un *relief tectono-lito-structural*, caracteristic sectorului de orogen situat la vest de linia Straja – Marginea - Solca și un *relief fluvial, acumulativ-sculptural*, dezvoltat mai ales la est de linia amintită, dar într-o proporție mai redusă și în zona vestică. Predominanța celor două categorii de relief nu presupune absența altor tipuri de relief: climatice, petrografice sau chiar litorale.

Nota geomorfologică a ariei carpatice situată la vest de Gura Putnei este dată de dominanța hogbak-urilor, alcătuite la rândul lor din culmi paralele cu aspect de hogbak-uri secundare și de bazinele tectono-erozive localizate cu precădere în Valea Sucevei.

Particularitățiile morfostructurale ale reliefului sunt condiționate în primul rând de structura geologică și apoi de factorii mecanici denudaționali care au acționat în regiune. Pânza de Tarcău care se suprapune peste Obcina Mare și Obcina Brodinei a fost înălțată și șariată peste Pânza de Vrancea. Efectele tectonicii coroborate cu răspunsurile mecanice ale rocilor sunt responsabile de înălțimile mai ridicate care se înscriu pe arealul Pânzei de Tarcău, comparativ cu cele înscrise pe arealul Pânzei de Vrancea. Contactul geomorfologic al acestora este ușor de urmărit în relief, corespunzând cu versanții estici ai dealurilor Scorbura și Lomul. Complicațiile structurale cauzate de punerea în loc a solzilor de la vest de falia Brodina, au determinat reorientarea Obcinelor Brodinei pe direcția V-E față de direcția generală a culmilor principale din Obcinele Bucovinei, NV - SE.

În ceea ce privește influențele litologice asupra aspectului reliefului, se remarcă conservarea înălțimilor, de regulă, pe gresii eocene de tip Scorbura (fig. nr. 2), iar văile importante sunt săpate în general pe contactele tectonice și litologice, dintre formațiuni grezoase și lutitice sau în formațiuni preponderent pelitice (formațiunile de Hangu, Bisericani, disodile).

În zona studiată, situată la est de linia Straja – Marginea - Solca, se desfășoară subunitatea geomorfologică Obcina Mare, dezvoltată pe depozitele senonian-paleogene ale flișului extern (pânzele de Vrancea și Tarcău). Aici se mențin trăsăturile geomorfologice prezentate de Barbu (1976) în Obcinele Bucovinei (anexa 2). Astfel, ca aspecte generale sunt prezentate:

- paralelismul culmilor și văilor pe direcția NV-SE, conform cu dezvoltarea direcțională a principalelor unități tectono-structurale;
- altitudinea redusă (1145-1192 m, în culmea Șandru - Strigoaia și de 921-1158 m în culmea principală a Obcinei Mari) și o energie de relief de 350-700 m;
- înclinarea versanților cu valori de 5-45^0, cu valori mai mici pe terenuri precuaternare și cu valori mai mari pe terenurile cu evoluție cuaternară, când văile s-au adâncit cu cca. 200 m;
- contactul geomorfologic obcine – podiș, de-a lungul căruia Obcina Mare domină Depresiunea Rădăuților din nord, vest și sud cu cca. 400-500 m.

De asemenea, se mențin subunitățile Obcinei Mari separate de același autor, după cum urmează (anexa 2):

- la vest de linia Brodina – Brodinioara se desfășoară Obcinele Brodinei cu o direcție E-V;
- între Valea Brodinei și Valea Ascunsului, se găsește culmea Șandrul-Strigoaia, care reprezintă partea nordică a Obcinei Moldoviței (1145 m; 1131,3 m);

- la est de culmea Şandru-Strigoaia, se continuă din sud ulucul depresionar Ciumârna-Săcrieş, pe un aliniament care urmăreşte Valea Ascunsului;

- între Culoarul Ascunsului în vest şi linia care urmăreşte pârâul Boului - pârâul Sihastru, în est, se înscrie culmea principală a Obcinei Mari. Aceasta este marcată de la nord la sud de Dealul Crucii (921 m), Măgura Vacii (1158 m), Poiana Sihăstria, Dealul Ţiganului (1057 m), Poiana Bulaiului (1063 m);

- la est de linia pârâul Boului – pârâul Sihastru, se desfăşoară înălţimile ce aparţin Obcinelor Humorului şi care domină dinspre vest Podişul piemontan: Dealul Scorbura (987,9 m), Dealul Vărăria, Măgura Mică (863 m), Dealul Secerii (936 m).

În sectorul Obcinei Mari, principalele tipuri de relief întâlnite sunt de factură tectono-lito-structurală şi de acumuare fluvială.

Obcina Mare este alcătuită dintr-un sistem de culmi paralele, orientate NV-SE, cu un caracter de hogback-uri asimetrice („cueste de orogen"; Barbu, 1976), deversate spre est, conform cu sensul structogenezei catenei carpatice. În zona Suceava – Putna – Brodina acestea se suprapun peste o serie de solzi, puşi în loc în tectogenezele stirice (Burdigalian - Badenian). Controlul tectonic şi litologic al reliefului din zonă se poate urmării cu uşurinţă în următoarele perimetre:

1. În aria de aflorare a Solzului Şandru – Măgura Vacii, între falia Brodina în vest şi falia Ascuncelul în est (între Valea Brodinei şi Valea Ascuncelul) s-au individualizat două aliniamente de culmi cu aspect de hogback-uri, separate de Valea Ascunsului. Pe aliniamentul vestic reprezentat de dealurile Şandru şi Strigoaia înălţimile s-au conservat pe gresiile de Kliwa, iar cel estic, Dl. Plaiul Bâlcei – Dl. Cocozari – Măgura Vacii, se suprapune peste depozitele grezo-calcaroase ale Formaţiunii de Izvor şi gresiile cuarţoase, masive, de tip Scorbura. Râul Ascuns şi-a săpat valea cu versantul stâng mai accentuat şi cel drept mai domol, în cea mai mare parte în depozitele silto-lutitice ale Formaţiunii de Plopu, urmărind de regulă contactele cu rocile competente mecanic (gresiile de Lucăceşti din Formaţiunea de Lupoaia sau gresiile de tip Scorbura (anexa nr. 2).

Evoluţia versanţilor poate fi încadrată în modelul King (Rădoane Maria et al., 2001), care arată că în situaţiile în care stratele de roci de la partea superioară a versantului sunt mai rezistente mecanic decât cele de la partea inferioară, retragerea versanţilor-frunte se face paralel;

2. Impactul litologic asupra morfometriei reliefului este foarte bine marcat la est de Valea Ascuncelului, în zona grefată pe depozitele Solzului Crucii – Stauina – Sihăstria. În acest perimetru Dl. Cârneci, Dl. Crucii şi Dl. Stauina şi-au conservat altitudinea pe gresiile masive de tip Scorbura;

3. Controlul tectono-structural, dublat de cel litologic al reliefului este scos în evidenţă în zona de contact al Pânzei de Tarcău cu Pânza de Vrancea, care aflorează în Semifereastra Gura-Putnei (anexa 2).

Urmărind contactul tectonic dintre cele două pânze, care se trasează pe versantul estic al culmii Lomul, la nord de râul Suceava şi pe versantul estic al culmii Scorbura – Jijia, la sud de Suceava, se observă că:

- relieful sculptat pe depozitele Pânzei de Tarcău domină cu cca. 200-300 m relieful Semiferestrei Gura-Putnei. Cauza înălţării accentuate a părţii vestice în raport cu Semifereastra, general acceptată, este de natură tectonică. Astfel altitudinile sunt de 989,7 m (Dl. Scorbura) - 1005,7 m (Vf. Lomul), pe arealul Pânzei de Tarcău şi de 650 m (Dl. Ţuranu) – 725 m (Dl. Vărăria) în Semifereastra Gura-Putnei;

- conservarea altitudinii dealurilor Lomul şi Scorbura – Jijia se datorează gresiilor cuarţoase de tip Scorbura, care aflorează în culme şi pe versanţii vestici ai acestora;

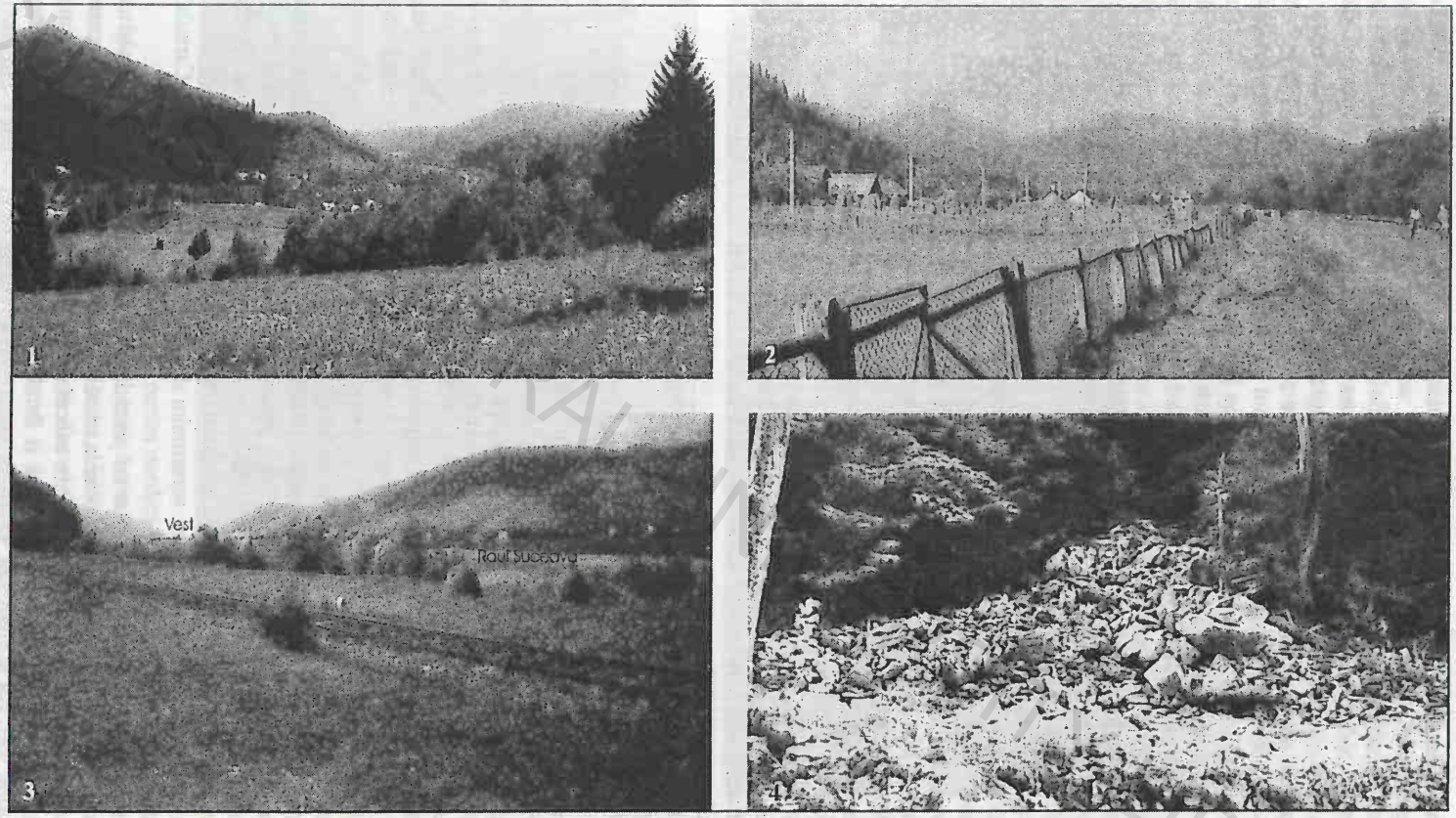


Fig. nr. 2 – Corespondențe morfo-lito-structurale în bazinul Sucevei
1 – Bazinul tecto-eroziv Falcău, dezvoltat în cea mai mare parte pe depozite senoniene; 2 – în planul îndepărtat Culmea Bâtca, conservată pe gresii de Scorbura; 3 – bazinul tecto-eroziv Strava, dezvoltata pe depozitele Pânzei de Vrancea; 4 – con de deiecție, format la o viitură în 2003

- direcția de dezvoltare a unităților geomorfologice este concordantă cu direcția structurilor geologice. În acest sens este evidentă corespondența între direcția NV-SE a aliniamentului de culmi Lomul – Scorbura și cea a Solzului Lomul – Scorbura din Pânza de Tarcău și direcția N-S a culmilor în Semifereasta Gura-Putnei (Dl. Vărăria, Dl. Țuranu – Dl. Huta), conform cu dezvoltarea anticlinalului Poieni, solzului Vărăria și sinclinalului Țuranu;

4. Contactul cu Depresiunea Rădăuților este de natură tectono-structurală, aceasta fiind dominată cu 400-500 m de hogback-ul asimetric Lomul – Scorbura. Asimetria morfometrică și morfografică se explică în primul rând prin înaintarea puternică spre est a Pânzei de Tarcău, care acoperă aproape integral atât Pânza de Vrancea cât și molasa carpatică. În Valea Sucevei, pe o distanță de numai 5-7 km se surprind liniile de șariaj ale Pânzei de Tarcău peste Pânza de Vrancea și ale Pânzei de Vrancea peste Pânza subcarpatică (falia externă), cu efectele de înălțare aferente. În plus, la cca. 20 km spre est (la est de Dl. Leahului), sub depozitele volhiniene, este prezent contactul Pânzei subcarpatice cu Platforma Moldovenească.

O altă caracteristică geomorfologică a zonei care trebuie subliniată, este slaba exprimare în relief a Pânzei subcarpatice, aspect care are ca efect în Valea Sucevei accentuarea diferenței altitudinale la contactul dintre treapta carpatică și cea de podiș.

Rețeaua hidrografică din zona Suceava – Putna – Brodina are un caracter rectangular, fiind reprezentată de cursul Sucevei orientat vest-est, cu o direcție transversală în raport cu morfostructura și afluenții principali dispuși într-o rețea aproximativ paralelă, care fac un unghi de 45-90^0 cu râul colector.

Afluenții de dreapta sunt cei mai importanți, având izvoarele în zona flișului carpatic. Din cei care drenează Obcina Mare, de pe dreapta, amintim Brodina cu o lungime de 28 km și o suprafață a bazinului hidrografic de 156 km^2, Ascunsul, Ascuncelul, Ciolotei, Boului și Putna cu o lungime de 20 km și o suprafață de 134 km^2. Orientarea acestora este pe direcția sud-nord. Afluenți mai importanți de stânga sunt Sadăul, Falcăul și Pârâul Străjii, cu o orientare pe direcția NV-SE.

Alimentarea rețelei hidrografice este pluvio-nivală, în procent de peste 60% și subterană în proporție de 20-40% (Barbu N., 1976).

În legătură cu evoluția rețelei hidrografice s-a format relieful acumulativ, cu un rol important în fizionomia zonei de care ne ocupăm. Cursul transversal al Văii Suceava în zona Brodina - Straja, are un control tectonic după unii autori (Micu și Constantin, 1993), valea urmărind o falie transversală majoră cu direcția VSV-ENE, care determină o scufundare a compartimentului nordic. Rețeaua de afluenți nordici și sudici este subsecventă, afluenții de dreapta având o orientare nordică până la nord-estică, și cei de stânga, sudică până la sud-estică. Cursurile acestora, în majoritate, sunt controlate tectonic sau litologic, urmărind principalele falii direcționale care delimitează structurile geologice sau contactele litologice. De exemplu văile Brodina și Brodinioara urmăresc falia Brodinei, iar pârâul Ascunsul și-a săpat valea în argilele Formațiunii de Plopu, pâraiele Boului și Jijia urmăresc contactul solzilor Bâtca–Doamna și Straja cu Solzul Lomul-Scorbura.

Principalele bazine, considerate de Barbu (1976) tectono-erozive, sunt Brodina-Sadău, Falcău și Straja pe Valea Sucevei și Glodu–Putna, Sihăstria pe Valea Putnei (fig. nr. 2).

Din datele de teren obținute din Valea Sucevei în 2002 (Ioniță și Juravle, 2002), corelate cu cele din literatura de specialitate am putut trage următoarele concluzii:

- albia Sucevei este plasată la baza versantului drept, cu excepția defileului „Caraula" dintre localitățile Falcău și Straja;
- relieful acumulativ este reprezentat cu precădere de terasele de fund de vale și de versant, dispuse de regulă pe stânga. Dezvoltarea mare o au terasele de fund de vale, pe care sunt amplasate localitățile Falcău și Straja. Prin executarea a două profile topografice în zona Sadău (la vest de confluența râurilor Suceava și Brodina), s-au cartat terase cu altitudinea relativă de 2-3 m, 5 m, 7-8 m, 10-11 m, 15-16 m, 21-24 m și 43-50 m;
- majoritatea afluenților de pe dreapta Sucevei au conuri de dejecție slab dezvoltate;

- adâncirea şi deplasarea laterală a Sucevei s-a făcut spre dreapta, de la nord spre sud, tendinţă care se menţine şi în prezent.

În ce priveşte dinamica actuală a versanţilor, aceştia se pot ierarhiza după cum urmează: cu o dinamică foarte activă, în cazul celor alcătuiţi din marnele şi calcarele argiloase (= marno-calcare) ale Formaţiunii de Hangu (fig. nr. 3, 4), urmaţi de cei cu o dinamică moderată, în cazul celor alcătuiţi din depozitele silto-lutitice al Formaţiunii de Plopu şi disodilele oligocene.

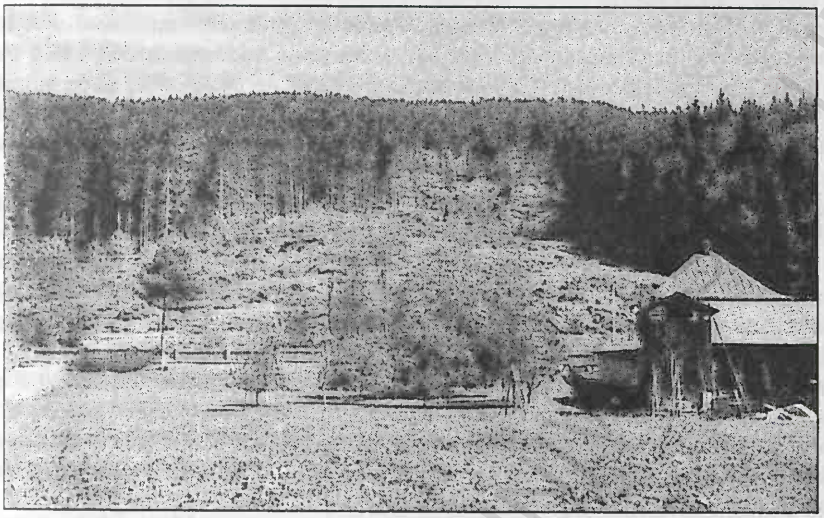


Fig. 3

Alunecare de teren activă pe o alternanţă de roci senoniene (*marne, calcare argiloase şi gresii*), localizată în versantul drept al p. Brodina

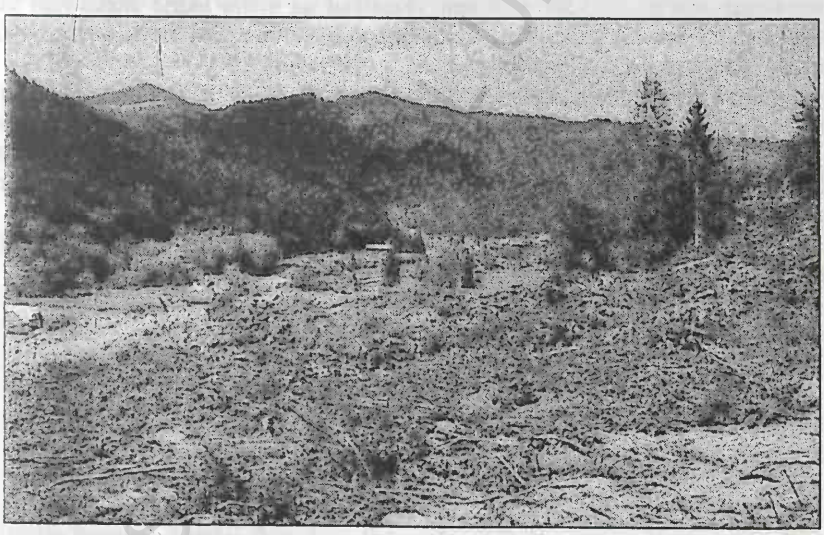


Fig. 4

Imagine luată din partea mediană a corpului alunecării, spre confluenţa r. Suceava cu p. Brodina

Din punct de vedere climatic, partea nordică a Obcinei Mari se încadrează într-un fond predominant central-european cu influenţe boreale, cu o variaţie a elementelor climatice în sens altitudinal şi de la est spre vest (Barbu, 1976).

Termic, sectorul carpatic pus în discuţie se încadrează între izotermele de 6^0C, care urmăresc contactul cu Podişul piemontan şi de 2^0C, care marchează înălţimile cele mai mari (Măgura Vacii – 1150,3 m, Poiana Sihăstria, Dealul Ţiganului - 1057 m, Poiana Bulaiului - 1063 m). Izoterma de 6^0C pătrunde spre vest în Obcina Mare, pe cursul râurilor principale

Suceava şi Putna. În luna iulie, la contactul cu Depresiunea Rădăuţilor se înregistrează o medie de 17°C, iar pe la peste 1000 m temperatura medie coboară la 12°C. În luna ianuarie mediile termice sunt de –4°C la limita estică şi coboară spre vest la –7°C. Amplitudinea medie este de 20°C, ceea ce caracterizează un climat temperat moderat spre excesiv. Numărul zilelor cu temperaturi egale sau sub 0°C variază între 150 în est şi 180 pe înălţimile mari din vest. De asemenea trebuie să remarcăm producerea unor inversiuni termice în bazinetele depresionare care însoţesc cursurile unor râuri şi faptul că versanţii cu orientare estică şi sud-estică sunt mai calzi decât cei vestici şi nord-vestici.

În ce priveşte dinamica atmosferică se remarcă predominanţa circulaţiei nord-vestice (cu o frecvenţă de peste 40%) şi subordonat a celei sud-estice (cu o frecvenţă de cca. 14%). Pe Valea Sucevei circulaţia dominantă este din vest (cu o frecvenţă de peste 30%) şi de numai 9,4% din est. În cazul unei circulaţii atmosferice normale, vestice, se formează seara şi dimineaţa briza de munte. Viteza vânturilor este de 2-4 m/s, însă s-au produs şi vânturi care au depăşit 20 m/s.

Regimul precipitaţiilor termice este în strânsă legătură cu caracteristicile termice şi particularităţile circulaţiei atmosferice. Cantitatea medie de precipitaţii este de cca. 850 mm, cu un gradient de 35-40 mm/100 m (Apăvăloaie M. Şi Barbu N., 1974). Acestea variază de la 700 mm la contactul cu podişul, la 900-1000 mm, odată cu deplasarea spre vest şi creşterea altitudinilor. Maximul de precipitaţie se produce pe un interval care începe în mai şi se prelungeşte până în luna august.

Numărul zilelor cu precipitaţii creşte pe direcţia est-vest şi în altitudine, de la 120 zile în zonele estice şi cele depresionare Straja, Putna, Sucevita, la 140 zile în părţile vestice şi în zonele mai înalte. Precipitaţiile sunt de tip pluvio-nival, cu un procent de numai 20-40% sub formă de zăpadă. Grosimea medie a stratului de zăpadă este de 20-30 cm, cu o persistenţă de peste 100 de zile pe an.

Evapotranspiraţia este de cca. 500-550 mm, rezultând un bilanţ hidric excedentar cu cca. 300-400 mm, ceea ce determină un climat moderat umed, cu un regim hidric al solurilor, dominant percolativ.

Solurile sunt diferenţiate în cele două areale: montan şi de podiş. În podişul piemontan predomină argiluvisolurile evoluate (luvisolurile albice şi brun-luvice) pe dealurile piemontane şi molisolurile, solurile aluviale tinere şi hidromorfe, în depresiune. În Obcina Mare învelişul de sol este caracterizat de prezenţa cambisolurilor şi podzolurilor, alături de solurile intrazonale: rendzine şi pseudorendzine, aluviale, regosoluri, litosoluri şi protosoluri.

Vegetaţia este caracterizată de prezenţa pădurii, cu subetajele fagului în est, molid - fag în vest şi a pajiştilor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

I. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Întocmirea unui istoric al cercetărilor geologice incumbă o mare responsabilitate, derivată din cel puțin două motive:

- unul de natură tehnică, ceea ce înseamnă că fără o imagine a evoluției istorice a cercetărilor foarte bine documentată și completă asupra regiunii investigate, precum și, cel puțin, a celor adiacente, demersul nostru ar putea deveni inutil, fiind puși în postura de a „redescoperii roata";

- și unul de natură morală, pentru că în final, fie că integrăm rezultatele cercetărilor noastre într-un model geologic, fie că îmbunătățim un model geologic, într-o formă sau alta ne folosim și ne raportăm la contribuțiile științifice ale tuturor înaintașilor noștri, oricât de modeste ar fi considerate acestea.

Din cele afirmate mai sus decurge dificultatea acestui demers, fiind confruntați cu dilema prezentării unui istoric exhaustiv al cercetărilor geologice pentru Carpații Orientali, ceea ce practic este imposibil, sau a unui istoric strict raportat la regiunea luată în studiu, ceea ce îi conferă un caracter incomplet și în același timp incorect metodologic.

Noi am optat pentru prezentarea unui istoric cuprinzător al cercetărilor geologice din zona cercetată de noi și în același timp pentru prezentarea lucrărilor de referință referitoare la regiunile adiacente și Carpații Orientali, pe care le-am folosit la interpretarea și prezentarea geologiei arealului investigat de noi.

Cercetarea geologică în Carpații Orientali este consemnată încă de la sfârșitul secolului trecut, fiind dirijată într-o primă etapă în funcție de prioritățile cercetării fundamentale, ca apoi să fie subordonată nevoilor unei economii mari consumatoare de resurse minerale, pentru ca în prezent să revină în competența Academiei, universităților și instituțiilor de cercetare de profil.

Deși de-a lungul timpului studiile și cercetările geologice în segmentul oriental al Carpaților au fost foarte numeroase și au acoperit toate domeniile științei geologice, privitor la sectorul nordic cuprins între Valea Sucevei și Valea Putnei lucrările sunt relativ puține. Mult mai numeroase și mai recente sunt lucrările geologice întocmite pentru regiunile adiacente, situate la sud de Valea Putnei.

Analizând desfășurarea cronologică a cercetării geologice în bazinul Sucevei la vest de confluența cu râul Putna și gradul de generalitate al obiectivelor urmărite, se pot creiona două etape:

- etapa observațiilor și cercetărilor cu caracter general, extinsă pe un interval de cca. 65 de ani, din 1875–1876, până în 1940. Etapa este marcată de contribuția geologului D. Ștefănescu la investigarea și descifrarea flișului din bazinul superior al Sucevei. Acesta întocmește prima hartă, sc. 1:500000, care cuprinde flișul și „Zona miocenă" din Bucovina, motiv pentru care considerăm că poate fi denumită generic „etapa Ștefănescu";

- etapa a II-a debutează în anii 1940, odată cu cercetările geologice întreprinse de Th. Joja. Cercetările în această etapă se extind pe cca. 60 de ani și au avut ca obiectiv elaborarea unor lucrări de sinteză și materiale cartografice scara 1:200000 – 1:1000000.

Contribuțiile remarcabile ale lui Th. Joja în descifrarea flișului din zona cuprinsă între Valea Sucevei și Valea Putnei, ne îndreptățesc să denumim această perioadă de cercetare drept „etapa Joja".

O caracteristică importantă a acestei etape, privită la nivel național, o reprezintă transferul masiv al rezultatelor cercetărilor fundamentale în domeniul aplicativ. Cercetările aplicative au fost dirijate și executate de către specialiști geologi de la I.P.E.G. „Suceava", în prezent S.C. „Geomold" S.A., cu sediul în Câmpulung Moldovenesc și specialiștii petroliști.

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" IAȘI LIBRARY

1. Etapa Ştefănescu

În bazinul superior al râului Suceava, la vest de confluența cu râul Putna, cercetările geologice sunt consemnate încă din 1876. În lucrarea „Monografie asupra geologiei Bucovinei" (Paul, 1876), se fac unele menţiuni asupra geologiei zonei cuprinse între Suceava, Brodinioara, Ciolotei şi culmea despărţitoare dintre Suceava şi Putna, care în momentul de faţă au doar importanţă istorică. Textul este însoţit de o hartă geologică la scara 1:288000.

Walter (1876) efectuează cercetări în zona nordică a Carpaţilor Orientali în vederea conturării aliniamentelor structurale cu acumulări potenţiale de hidrocarburi. În acest sens autorul indică prezenţa a trei "linii" petrolifere importante:

Breaza – Sadova –Câmpulung – Stulpicani;

Dichtenitz – Putna – Ruşii Moldoviţei – Vatra Moldoviţei;

Berhomet – Crasna –Karlsberg –Mănăstirea Putna – Marginea –Solca –Cacica – Slătioara.

De remarcat că punctele Putna şi Mănăstirea Putna de pe aliniamentele doi şi trei se găsesc în apropierea accidentelor tectonice majore, reprezentate de planul de şariaj al flişului peste zona pericarpatică şi al Pânzei de Tarcău peste depozitele Pânzei de Vrancea.

Fischer (1899) într-un studiu de sinteză asupra geologiei Carpaţilor din Bucovina, separă în treapta carpatică orientală două zone pe criterii litologice, intuind dispoziţia bazinelor central-est carpatic şi al flişului:

- *Zona gresiilor eocen-oligocene* care, la rândul ei, este împărţita în trei "orizonturi" şi anume: orizontul gresiei carpatice inferioare, orizontul gresiei carpatice medii şi orizontul gresiei carpatice superioare (cu şisturi negre).

- *Zona calcarelor mezozoice şi a şisturilor cristaline* care este dispusă pe aliniamente mai vestice faţă de zona menţionată anterior.

După 1900 se cristalizează modelul structural în pânze de şariaj al Carpaţilor Orientali, promotorii acestuia fiind V. Uhlig şi S. Athanasiu.

Uhlig (1903, 1907) foloseşte iniţial criterii cronostratigrafice, litologice şi spaţiale, deosebind în Carpaţii Orientali două zone:

- *zona beskidică la interior (în vest)*, constituită în partea de vest din depozite de vârstă Cretacic inferioară, iar în partea de est din gresie eocenă;

- *zona subbeskidică la exterior (în est)*, alcătuită mai ales din şisturi menilitice şi din gresie de Kliwa.

Ulterior, în 1907, intuieşte în linii generale structura geologică în pânze de şariaj a Carpaţilor Orientali şi face o primă tentativă de corelare a structurilor carpatice cu cele alpine.

Cercetările sistematice asupra depozitelor de fliş din partea de nord a Carpaţilor Orientali sunt datorate lui Athanasiu, încă din anul 1908.

Autorul separă flişul în două zone: *internă* (cu depozite cretacice) şi *marginală* (cu depozite eocen-oligocene). *Flişul intern* este format din Strate de Şipote (cretacic inferior), Strate de Babşa şi din gresiile masive din culmea Tomnatecului (Cenomanian–Senonian). *Flişul marginal* este constituit dintr-o serie inferioară, bartoniană, şi o serie superioară, oligocenă. Referitor la aspectul tectonic este prezentată structura în solzi, cu încălecări repetate ale stratelor mai vechi peste cele mai noi, încălecarea flişului peste salifer şi dispunerea transgresivă a sarmaticului peste salifer. Este de remarcat corespondenţa celor două zone menţionate cu zonele beskidică şi subbeskidică în sensul folosit de către Uhlig.

În perioada următoare, în care structura în pânze de şariaj a flişului carpatic a fost pusă sub semnul întrebării, Macovei şi Atanasiu (1920) susţin ideea unei structuri normale a flişului, pe care îl separă pe criterii litofaciale în trei zone: *internă*, *mediană* şi *marginală*. În ceea ce priveşte sedimentarea şi evoluţia bazinului de sedimentare, sunt separate pe criterii temporale trei momente: *Valangenian – Apţian*; *Senonian* şi *Eocen-Oligocen*. Fazele de sedimentare menţionate nu au avut continuitate, întreruperile fiind marcate de două lacune de sedimentare: prima la nivelul *Albian-Turonian*, iar cea de-a doua în *Paleogen*. În concepţia

autorilor, în zona internă şi la contactul acesteia cu zona estică, Eocenul se găseşte în facies de Tarcău. De asemenea se conturează o zonă cu caracteristici litofaciale de tranziţie între zona internă şi cea marginală, denumită zona mediană. Raporturile tectonice dintre cele trei zone sunt considerate normale.

Structura în pânze de şariaj a flişului este repusă în discuţie chiar în anul următor de către Schmidt (1921), care într-un raport geologic întocmit în scopul inventarierii structurilor petrolifere din Bucovina, însoţit de o hartă geologică scara 1: 200000, consemnează date referitoare la vârsta şi litologia depozitelor de fliş şi semnalează existenţa unor cute solzi şi a pânzelor de şariaj.

Swiderski (1924) execută în cadrul unui contract cu Societatea "Româno-Americană" cercetarea zonei cuprinse între Ceremuş şi Suceava. Pe harta geologică care însoţeşte raportul, scara 1:200000, în regiune sunt separate formaţiuni de fliş ce aparţin Senonianului, Eocenului şi Oligocenului. În formaţiunile oligocene de la Straja sunt semnalate gresii calcaroase, micacee, uşor confundabile cu gresiile eocene, admiţând că depozitele oligocene apar în facies de Krosno (probabil s-a referit la gresiile masive miocene de sub planul de şariaj Tarcău, din versantul drept al Sucevei, n.n.).

De asemenea autorul paralelizează flişul polonez şi cu cel de pe teritoriul României, concluzionând că:

- *zona Faciesului de Pocuţia nu trece în Bucovina;*
- *zona Faciesului de Sloboda corespunde zonei neogene;*
- *zona Faciesului de Skole corespunde pânzei marginale;*
- *zona Faciesului de Czernahora corespunde pânzei mediane;*
- *zona Faciesului de Pietrosu corespunde zonei interne.*

Privitor la aspectele stucturale se remarcă arhitectura în pânze de şariaj a zonei cercetate, pânze complicate la rândul lor de o structură în solzi (skibe).

Macovei (1925, 1927) face referiri la flişul din Bucovina în darea de seamă asupra primei reuniuni a Asociaţiei Carpatice de la Lemberg şi apoi într-o lucrare de sinteză asupra Carpaţilor Orientali.

În aceste materiale şisturile negre sunt considerate de vârstă barremiană, iar marnele cu fucoide senoniene. Gresiile micacee din Obcina Feredeului le-a echivalat cu gresia de Tarcău de la sud de valea Bistriţei, atribuindu-le Eocenului.

În plan regional paralelizează depozitele senoniene, eocene şi oligocene din Flişul Marginal (din Moldova) cu cele din Polonia. În acelaşi timp precizează că Stratele de Tisaru fac excepţie, neavând corespondent în Polonia şi faptul că gresia de Iamna nu are echivalent în ţara noastră.

Autorul separă în cadrul depozitelor de fliş trei zone: *internă*, *mediană* şi *marginală*, aflate în raporturi de încălecare cu deplasare mică în plan orizontal, cea mai accentuată încălecare fiind cea a zonei marginale peste miocen, de aproximativ patru kilometri.

O preocupare specială privind depozitele de fliş din Valea Sucevei a avut-o D. Ştefănescu (1924). Acesta publică rezultatele cercetărilor geologice efectuate în campaniile de teren din 1921-1922, în lucrarea „Cercetări geologice în bazinul superior al R. Suceava (Bucovina)". Litologic sunt descrise depozitele geologice care aparţin Cretacicului superior, Paleogenului şi Mediteranului.

În cadrul depozitelor Cretacic superioare este prezent Senonianul dezvoltat în facies de fliş. Acesta este reprezentat de gresii şi marne ce conţin impresiuni de inocerami şi fucoide. Analizele chimice efectuate pe marnele senoniene indică un procent de 30-70% $CaCO_3$, ceea ce le-a conferit calitatea de materii prime pentru fabricile artizanale de ciment. „Stratele senoniene" apar la zi în mai multe puncte pe Valea Sucevei, în dreptul gării Falcău, la gara Straja, apoi pe Valea Putnei, în faţa Mănăstirii Putna.

Depozitele eocene aflorează în benzi paralele, dispuse NV-SE şi sunt constituite în principal din gresii şi marne, la care se adaugă conglomerate ce conţin adesea numuliţi de

talie mică. Prezența numuliților îl determină pe autor să atribuie formațiunile Eocenului superior.

Formațiunile oligocene se dispun concordant peste Eocenul superior sau vin în contact după linii de falii cu Senonianul. Acestea au fost atribuite în bază diviziunii șisturilor menilitice, iar la partea superioară gresiei albe, silicioase, de Kliwa.

În partea de est a zonei, după o linie tectonică care urmărește o direcție NV-SE, depozitele de fliș vin în contact direct cu depozitele mediteraneene ce aparțin saliferului, iar acestea, la rândul lor, sunt în contact cu formațiuni sarmațiene.

Formațiunile descrise alcătuiesc unități tectonice distincte și anume: depozitele flișului cretacic și paleogen din partea de vest, aparțin zonei externe a flișului, cu o structură în solzi, pe când saliferul din estul regiunii aparține zonei subcarpatice. În lipsa unor date directe de observație, ținând cont de apariția unor izvoare sărate, chiar în arealul formațiunilor paleogene, autorul admite o încălecare a marginii flișului peste zona saliferă.

2. Etapa Joja

Deși cercetările geologice cu o privire specială asupra flișului paleogen din Valea Sucevei se rezumă la cele ale lui D. Ștefănescu, în zonele adiacente și, în general, în Orogenul est-carpatic cercetarea a fost foarte prodigioasă, acumulându-se un volum impresionant de date din toate domeniile științei geologice: litostratigrafie, biostratigrafie, tectonică, paleogeografie, etc. Pe acest fond a apărut necesitatea ordonării și interpretării materialului deja existent, determinând apariția unor lucrări de sinteză. Acestea au declanșat noi discuții și probleme de ordin geologic și implicit noi direcții de abordare a cercetării geologice.

Dacă ar fi să distingem unele caracteristici ale acestei etape de cercetare la nivel național și local, s-ar detașa cel puțin următoarele două aspecte:

- la nivel național implicarea personalităților de marcă ale geologiei românești în programele de cercetare fundamentală și aplicativă și formarea pe această cale a unui corp de specialiști geologi de o calitate profesională incontestabilă;
- la nivel local, investigarea sistematică și interpretarea structurilor geologice ale flișului paleogen din Valea Sucevei, în special în partea estică, poartă amprenta activității lui Th. Joja. Cercetările acestuia în zonă se întind pe o perioadă de peste 20 de ani, începând din 1948-1949.

În continuare vom prezenta succint principalele probleme și preocupări din această etapă, în funcție și de relevanța pe care le au pentru sectorul nostru de studiu.

Enunțarea modelelor litofaciale și structurale ale flișului segmentului carpatic oriental, care-și păstrează în parte valabilitatea și în prezent, o datorăm lui Atanasiu (1939, 1943). Acesta pornind de la cercetările geologice întreprinse în zona cuprinsă între Agapia și Tg. Ocna publică o lucrare de referință asupra flișului marginal, aspectele prezentate corespunzând și situațiilor geologice din Valea Sucevei.

Atanasiu conturează în zona de fliș patru unități tectonice cu rang de pânză: *Pânza gresiei de Tarcău, Pânza de Tazlău (intermediară), Pânza Marginală și Pânza Submarginală*, în cadrul cărora remarcă variații litofaciale clare atât la nivelul Eocenului cât și al Oligocenului. Așa cum se știe acest model tectonic a fost confirmat în parte și de cercetările ulterioare, cu mențiunea că unele unități din modelul Atanasiu au fost atașate Pânzei de Tarcău, cu rang de digitații, iar altele pânzei de Vrancea (= Pânza cutelor marginale).

Pe criterii litostratigrafice și biostratigrafice autorul întocmește coloanele stratigrafice ale unităților tectonice, după cum urmează:

- *Pânza de Tarcău* este alcătuită din depozite atribuite Eocenului – *gresia de Tarcău*, Eocenului superior – *Stratele de Plopu* și Oligocenului – *gresia de Lucăcești, menilitele și marnele bituminoase, șisturile disodilice și gresia de Kliwa*;
- *Pânza de Tazlău sau intermediară* cuprinde depozite oligocene, eocene și cretacice asemănătoare cu cele menționate anterior, deosebirile constând în variațiile reduse ale grosimii

orizonturilor. Eocenul este elementul caracteristic al pânzei. În alternanță cu gresii tipice de Tarcău apar frecvent depozite eocene de tip marginal (gresii calcaroase, calcare litografice și conglomerate cu elemente verzi ce cuprind numeroase foraminifere). Referitor la trecerea între Cretacicului superior și Eocen, Atanasiu o consideră gradată și continuă, absența Paleocenului sau a unei părți din Eocen fiind puțin probabilă. Depozitele cretacice sunt cele tipice Senonianului, reprezentate prin Stratele cu inocerami;

- *Pânza marginală* include depozite senoniene, reprezentate prin marnele cu inocerami și eocene, într-un facies specific, marno-calcaros. Exceptând intercalațiile de gresii de Tarcău, gresiile calcaroase sunt înlocuite prin calcare litografice silicioase. Pe lângă acestea apar depozite oligocene apreciabil diferențiate în vest față de est. Astfel se apreciază că locul gresiei de Lucăcești este luat de Stratele de Bisericani, iar la nivelul gresiei de Kliwa este remarcată apariția în est, a conglomeratelor cu elemente verzi și creșterea sensibilă a grosimii acestui nivel litologic;

- *Pânza Submarginală* se individualizează în partea de est a zonei și este caracterizată prin prezența aproape exclusivă, începând de la nivelul marnelor bituminoase, a conglomeratelor cu elemente de roci verzi. Acestea însă, după datele pe care le deținea autorul, sunt slab reprezentate în marnele bituminoase și Stratele de Bisericani.

Cercetări în zone învecinate regiunii au fost efectuate de Wdowiarz (1947, fide Florea, 1999). Acesta investighează geologia regiunii situate la nord de Valea Sucevei, până la Ceremuș.

Autorul descrie detaliat depozitele cretacice (Strate cu inocerami) în care distinge două diviziuni: cea inferioară constituită din gresii, șisturi argiloase sau marnoase, la care se adaugă rar conglomerate și diviziunea superioară reprezentată prin gresii cu intercalații subțiri de șisturi argiloase și rar conglomerate. Se apreciază că, gresiile din partea terminală a Stratelor cu inocerami, considerate ca fiind de vârstă Cretacic superior, ar putea aparține Paleocenului.

În cadrul Eocenului au fost individualizate gresia de Iamna, Stratele cu hieroglife și șisturile menilitice. Gresia de Iamna cuprinde pe lângă gresii, șisturi argiloase verzi sau roșii. Acestea din urmă formează uneori un orizont distinct în baza formațiunii. În cadrul acestora au fost uneori întâlnite forme de numuliți care pledează pentru atribuirea vârstei eocene. Stratele cu hieroglife sunt alcătuite din gresii silicioase în alternanță cu șisturi verzi, cenușii sau roșii, autorul menționând faptul că în zona cercetată a avut șansa găsirii unor forme de numuliți și în consecință vârsta atribuită este cea eocenă. Șisturile menilitice integrează litologic o alternanță de marne silicioase, șisturi negre sau brune, gresii slab calcaroase și benzi de silex.

Întreg ansamblul litologic descris formează coloana stratigrafică a unei mari unități tectonice, denumite pânza de Skole (= Pânza de Tarcău; Dumitrescu, 1952).

Anii 1948-1955 sunt marcați în știința geologică de contribuția de excepție a unor cercetători de marcă precum Atanasiu (1952), Băncilă (1952, 1955), Cernea (1952, 1955), Dumitrescu (1948, 1952), Joja (1952, 1954, 1955). În lucrările publicate de autorii menționați se trasează apropiat de forma actuală, șariajul Pânzei de Tarcău peste pânzele de Vrancea (= Pânza cutelor marginale) și subcarpatică. Se conturează astfel semiferestrele Vrancea, Oituz, Bistrița, Putna și Fereastra Bran–Dumesnic–Cracău. În plan litologico-sedimentologic se separă litofaciesurile caracteristice bazinului estic al flișului. În același timp se sugerează faptul că variațiile litofaciale sunt condiționate, pe de o parte, de morfologia bazinului de sedimentare și pe de altă parte de constituția litologică, morfologia și poziția ariilor sursă în raport cu acesta. Se subliniază că procesele tectonice ulterioare sedimentogenezei nu sunt influențate de paleogeografie (aspect discutabil, n.n.) și de limitele litofaciale.

Atanasiu (1952) dezvoltă conceptele referitoare la orogeneză, sedimentare și faciesuri în flișul Carpaților Orientali. După o trecere în revistă a modului de tratare a acestor concepte în literatura din străinătate și în cea autohtonă, autorul trece în revistă legile care guvernează orogeneza, cu aplicabilitate la teritoriul României: *legea diapirismului, legea asimetriei, legea migrației zonelor de sedimentare* și *legea cordilierelor*. După enunțarea și explicarea legilor

amintite, acestea sunt tratate în contextul tectogenezei valahe, cu implicațiile de ordin sedimentologic, tectonic, stratigrafic, etc.

În ce privește discuțiile de ordin sedimentologic, autorul reia problematica faciesurile flișului din Carpații Orientali, pe scheletul modelului prezentat în 1943 pentru flișul marginal, racordându-se totodată la stadiul de cunoaștere calitativ și spațial al teritoriului la momentul respectiv.

Băncilă (1952, 1955) efectuând cercetări în zona estică a flișului, mai întâi în zona Câmpulung-Baia și mai târziu în Valea Bistriței, aduce contribuții esențiale la descifrarea aspectelor sedimentologice, litologice și tectonice ale flișului extern. Într-o primă fază delimitează zonele de sedimentare din bazinul flișului extern și separă litofaciesuri la nivelul Eocenului și Oligocenului (1952). Mai târziu conturează semifereastra Bistriței (1955).

În 1952, autorul separă în aria flișului extern pe criterii litofaciale următoarele subzone și litofaciesuri:

- *subzona vestică a flișului*, cu șisturi negre (Turonian inferior) și gresia de Prisaca (Eocen);

- *subzona estică a flișului*, cu Strate de Hangu (Senonian mediu și superior), Eocen și Oligocen.

De asemenea individualizează *zona subcarpatică* cu sedimente miocene.

În ce privește variațiile litofaciale de la vest la est se arată că: depozitele eocene se prezintă sub două faciesuri (*marno-grezos*, apropiat de tipul Tarcău, în vest și *calcaro-grezos* cu silicifieri de tip Doamna, în est), ca și cele oligocene (*intern - de Krosno*, cu gresii calcaroase cenușii curbicorticale și sferosiderite și *extern* – normal cu gresia de Kliwa).

Tectonic sunt separate două unități cu caracter de pânză: *Pânza șisturilor negre și a gresiei de Prisaca* și *Pânza marginală* pentru care folosește denumirea de *Pânza de Tarcău* (sens Dumitrescu, 1952). Pentru conturarea Pânzei marginale, Băncilă consideră că argumentele existente nu sunt suficiente.

În 1955, același autor conturează semifereastra Bistriței, completând imaginea structurală a bordurii estice a flișului extern.

Cernea (1952, 1955), ca urmare a cercetărilor efectuate între anii 1950-1954, demonstrează că șisturile negre aparțin flișului extern și în același timp arată că acestea formează o pânză care vine în contact în vest, de-a lungul unui plan de încălecare, cu flișul intern, iar în est încalecă depozitele Pânzei de Tarcău (1952).

În 1955, publică rezultatele obținute în zona Sucevița–Solca–Ciumârna, situată la sud-est de cea investigată de noi.

Litostratigrafic, în această regiune au fost inventariate formațiuni aparținând Senonianului, Eocenului și Oligocenului. *Senonianul* în partea superioară, la contactul cu Eocenul, este constituit din gresii calcaroase diaclazate, cu hieroglife, marne cenușii cu fucoide și marne verzi. *Eocenul*, prin variațiile litofaciale dă nota caracteristică regiunii. Astfel în partea de vest se constată o trecere continuă de la Faciesul de Tarcău spre cel marginal; *Eocenul inferior* este reprezentat prin gresia de Tarcău, calcarul de Pasieczna cu chaille-uri și, sporadic, conglomerate cu elemente verzi, iar *Eocenul superior*, dezvoltat în facies marginal, este alcătuit din marne argiloase verzi și roșii. În partea de est Eocenul inferior se dezvoltă în facies tipic marginal, prezentând o tendință de creștere a grosimii depozitelor de la est spre vest, iar Eocenul superior apare în facies marginal îmbrăcând aspectul Stratelor de Bisericani. *Oligocenul* cuprinde orizonturile cunoscute la care este atașată și Gresia de Lucăcești. Aceasta este prezentă sporadic doar în partea de sud a regiunii și la est de anticlinalul Ciumârna. La vest de anticlinalul Ciumârna, partea superioară a Oligocenului este invadată de Stratele de Krosno.

Observațiile de natură tectonică sunt importante, în sensul că pentru prima dată se pune tranșant problema diferenței între limitele tectonice și litofaciale în zonele de fliș și ordonează unitățile tectonice într-un model structural apropiat de cel acceptat în prezent. La contribuțiile

privind cunoaşterea geologică a zonei se adaugă concluziile asupra tectonicii plicative. În acest sens se apreciază că regiunea este constituită dintr-o zonă vestică, larg cutată, cu deversări spre SV în partea occidentală şi spre NE în partea orientală şi o zonă estica formată din cute solzi, deversate spre NE. Acest aspect al tectonicii plicative îşi păstrează valabilitatea şi azi.

Ca o concluzie trebuie subliniate următoarele aspecte precizate de autor:

- tectonica nu a fost condiţionată de aspectele paleogeografice şi a făcut abstracţie de faciesuri. Este argumentată existenţa unei singure unităţi tectonice, continuarea spre nord a Pânzei marginale (sens Atanasiu 1939), încât ceea ce a denumit Joja (1954) ca Pânza de Putna nu este decât Pânza Marginală, iar Unitatea inferioară nu este decât un echivalent al Pânzei Submarginale;

- liniile de încălcare din cuprinsul Unităţii superioare, nu reprezintă fruntea unor pânze, ci ele au caracterul unor cute solzi, cu o deversare de oarecare amploare, mergând spre tipul skibă;

- prezenţa Stratelor de Bisericani în partea de est a regiunii nu constituie un argument pentru apartenenţa la un Paraautohton, pentru că în rest tectonica a făcut abstracţie de faciesuri, iar Stratele de Bisericani prezintă variaţii de facies longitudinale.

Dumitrescu (1948, 1952) îşi concentrează cercetările în partea central-estică a flişului extern şi zona neogenă, între râurile Oituz (afluent de dreapta al Trotuşului) şi Coza (afluent de dreapta al Putnei). În lucrările publicate sunt detaliate aspectele litostratigrafice şi litofaciale ale regiunii, precum şi aranjamentul tectonic caracteristic acesteia.

În acest context, sunt conturate *Unitatea Pânzei de Tarcău*, *Zona marginală* (care reprezintă autohtonul Pânzei de Tarcău) şi *Zona neogenă* (= *Unitatea pericarpatică*; Băncilă, 1958). Zona marginală apare de sub depozitele Pânzei de Tarcău, în semiferestrele Oituz şi Vrancea.

Pe arealul acestor unităţi tectonice au fost identificate litofaciesurile heteropice şi descrise detaliat coloanele litostratigrafice ale acestora. Astfel:

- în *Unitatea Pânzei de Tarcău*, alcătuită din depozite extinse pe intervalul Senonian – Paleogen, sunt separate după criterii petrografice la nivelul Eocenului trei „zone stratigrafice", dispuse de la vest la est: *Zona Gresiei de Tarcău*, *Zona de Piepturi– Puica* şi *Zona de Leşunţ*;

- în *Zona marginală*, constituită din depozite senoniene, paleogene şi miocene, se disting: *subzona marginală externă* din partea estică a pânzei, caracterizată de depozite senoniene, eocene, oligocene şi miocene (cu Eocenul dezvoltat în facies de Caşin) şi *subzona marginală internă* din partea vestică a unităţii, care conţine numai formaţiuni de vârstă eocenă, oligocenă şi miocenă.

Începând cu anul 1949, Joja desfăşoară o intensă activitate de cercetare în flişul extern al Carpaţilor Orientali. În acest context intră şi zona noastră în sfera preocupărilor sale. Prin rezultatele obţinute şi publicate de-a lungul anilor, activitatea lui Joja a marcat în mod decisiv procesul de cunoaştere geologică a flişului din zona cuprinsă între râul Suceava şi afluentul său de dreapta, pârâul Sucevita. Din acest motiv vom prezenta în continuare, cronologic, rezultatele cercetărilor din această zonă, insistând asupra celor care se referă la sectorul dintre Valea Sucevei şi Valea Putnei (afluent de dreapta al Sucevei).

În 1952 Joja publică lucrarea „Cercetări geologice între Valea Râşcei şi Valea Agapiei", prilej cu care separă „Autohtonul submarginal" (= Pânza cutelor marginale, Săndulescu, 1984; Pânza de Vrancea, Ionesi, 1968), conturând Fereastra Bran – Dumesnic – Cracău. În acest mod demonstrează continuarea spre nord a „Zonei marginale" din semiferestrele Vrancea şi Oituz (Dumitrescu, 1952).

Doi ani mai târziu, în 1954, în lucrarea "Structura gelogică a Flişului marginal de pe Putnişoara şi cursul inferior al Putnei", Joja separă în Semiferastra Putna autohtonul Pânzei de Tarcău. Autorul consideră că flişul marginal este alcătuit din două unităţi tectonice: *una*

superioară – denumită *Pînza de Putna* şi *una inferioară* pe care o consideră a fi prelungirea Autohtonului submarginal dintre Cracău şi Suha.

Depozitele care alcătuiesc Pânza de Putna sunt repartizate Senonianului, Eocenului şi Oligocenului.

Senonianul este dezvoltat într-un facies tipic marginal, separându-se două orizonturi: *orizontul inferior* – cu o grosime de 300-400 m., alcătuit din marnocalcare cenuşii albăstrui cu fucoide, asociate cu calcaro-gresii vinete-albăstrui şi *orizontul superior* – cu o grosime de cca. 300 m, format din calcare organogene, argile şi marne cenuşii-verzui, microconglomerate cu elemente de roci verzi şi alge calcaroase.

Eocenul se prezintă sub două faciesuri:

- *Faciesul de Scorbura* căruia îi este caracteristic dezvoltarea unor gresii asemănătoare cu cea de Kliwa, denumite gresii de Scorbura, situat într-o poziţie mai vestică;
- *Faciesul de Putna* dezvoltat la exteriorul celui de Scorbura;

Depozitele oligocene încep cu menilite şi se termină cu gresia de Kliwa. După autor Oligocenul din Pânza Marginală ar fi identic cu cel din Pânza de Putna.

Unitatea inferioară sau Autohtonul submarginal (Joja, 1952) (= Pânza marginală, Dumitrescu, 1952; Unitatea externă, Băncilă, 1955) este vizibilă în Semifereastra Gura-Putnei şi solzul extern Voivodeasa. Formaţiunile care aflorează aparţin Eocenului, Oligocenului şi Miocenului. Absenţa gresiei de Lucăceşti particularizează depozitele eocene.

Depozitele oligocene suportă un grad foarte mare de tectonizare, în cadrul acestora separându-se marnele brune bituminoase, menilitele inferioare cu intercalaţii de conglomerate cu elemente verzi, disodile inferioare şi gresia de Kliwa.

Pentru prima dată este pusă în evidenţă în această regiune prezenţa unor depozite miocene, reprezentate prin marne verzi sau satinate.

Conturul semiferestrei sugerează ideea că aceasta s-a format nu doar ca efect al eroziunii posttectonice, ci şi ca efect al deplasărilor diferenţiate ale diferitelor tronsoane din bazinul Sucevei în timpul proceselor de şariaj, de-a lungul unor fracturi de decroşare. Autorul atrage atenţia că o întreagă zonă senonian-paleogenă, largă de trei km şi întinzându-se între Putna – Viţeu - Voivodeasa, până la sud de Sucevita, este cuprinsă între linii de contact anormal şi face impresia că aparţine altei unităţi de dedesubt, care ar apărea aici într-o imensă semifereastră (fig. nr. 5, 6, 7, 8).

Joja (1955) cercetând flişul dintre Falcău, Bilca şi Voitinel pune în evidenţă şi deosebirile litofaciale dintre depozitele Oligocene ale Pânzei de Putna şi cele ale Pânzei Marginale. Se semnalează înlocuirea gresiei de Kliwa cu galeţi de roci verzi şi rar calcare.

În 1957, Joja coroborând datele obţinute din profilele geologice executate pe pâraiele Brodina şi Brodinioara, pe râul Suceava între Sadău şi Falcău, ajunge la concluzii importante privind tectonica flişului din bazinul superior al Sucevei. Se pun în evidenţă o serie de linii tectonice care delimitează trei solzi deversaţi spre est–nord est. Liniile tectonice delimitează de la est spre vest solzii Scorbura, Ciolotei şi Poiana Crucii. Autorul trage concluzia că Pânza de Putna reprezintă prelungirea spre nord a Pânzei medio–marginale (sens Băncilă, 1958). Această pânză s-ar prelungi spre nord, regăsindu-se în Carpaţii Pocuţiei sub denumirea de Pânza de Skole. Pentru această unitate tectonică (Pânza medio-marginală, sens Băncilă, 1958; = Pânza de Putna, sens Joja, 1954; = Pânza de Skole) Joja propune denumirea de "Pânza externă" (fig. nr. 9).

Joja et al. (1963) efectuează un studiu micropaleontologic al depozitelor senoniene şi paleogene din Pânza externă şi autohton, în zona V. Sucevei–Sucevita. Studiul are ca rezultat separarea a unsprezece zone biostratigrafice, permiţând trasarea limitei Paleocen-Eocen în baza "stratelor de Hangu superioare".

În 1964, Joja şi Chiriac identifică două specii de amoniţi în "stratele de Hangu" (s.s.) din zona Putna, pe baza cărora depozitele sunt atribuite Coniacianului.

În 1966, Joja et al. analizând rezultatele forajelor executate în regiunea Putna au făcut referiri la amplitudinea şariajului Unităţii superioare peste Unitatea pericarpatică. În interpretarea autorilor, structura tectonică a regiunii şi amplitudinea şariajelor este următoarea:

- depozitele de fliş din zonă aparţin la două unităţi suprapuse, unitatea superioară, cu extinderea cea mai mare şi unitatea inferioară ce apare în semifereastra de la Gura Putnei şi în solzul de la gura Voievodesei". Unitatea inferioară este echivalentă cu Pânza Submarginală (I. Atanasiu, 1939);

- Zona neogenă este şariată peste platforma pe minim 9 km lăţime (zona neogenă; Mrazec şi Voiteşti, 1914);

- Unitatea superioară o depăşeşte pe cea inferioară spre nord-est, fiind şariată direct peste Pânza pericarpatică;

- Solzul de la Gura Voivodesei, care după faciesul depozitelor sale paleogene pare să aparţină Unităţii inferioare, trebuie interpretat ca o lamă de şariaj smulsă de undeva dinspre vest, din unitatea inferioară şi împinsă în faţa celei superioare.

În 1968 este editată foaia 5 Rădăuţi din Harta geologică a României, sc. 1:200000, al cărei text explicativ este semnat de Joja et. al. Flişul din bazinul Sucevei este prezentat conform concepţiei lui Joja, menţionată în lucrările anterioare. Pentru "stratele de Hangu superioare"(sens Joja, 1955), "orizontul calcaro–grezos cu Lithothamnium şi roci verzi"(sens Ionesi, 1961), "strate de Izvor"(sens Ionesi, 1966), Joja foloseşte denumirea de "strate de Putna". Tectonic, depozitele de fliş din regiune sunt repartizate la două pânze: de Tarcău, în partea de vest şi de Doamna, în partea de est.

Concomitent cu cercetările efectuate de Joja în zona noastră de interes din bazinul Sucevei, regiunea a intrat şi în atenţia geofizicienilor şi geologilor petrolişti. Dintre lucrările care s-au referit strict la sectorul cuprins între Valea Sucevei şi Valea Putnei sau la zone adiacente acestuia, putem aminti pe cele ale geofizicienilor Popescu (1955) şi Tănăsescu şi Mihăilescu (1956) şi ale geologilor petrolişti Filimon şi Albu (1957) şi Turtureanu şi Albu (1957).

Popescu (1955) a efectuat prospecţiuni gravimetrice zona Găineşti-Gura Humorului–Sucevita, punând în evidenţă o cădere lentă a formaţiunilor fundamentului spre sud-vest, către geosinclinalul carpatic. Afundarea fundamentului este marcată printr-o scădere a câmpului gravitaţional de la est spre vest. Zonele de minim şi maxim gravimetric se dirijează pe o direcţie NNE–SSV urmărind direcţia transversală a structurilor geologice.

Tănăsescu şi Mihăilescu (1956) execută prospecţiuni gravimetrice în regiunea dispusă la est de linia Straja–Poiana Crucii. Din analiza hărţii anomaliei Bouger rezultă existenţa a trei regimuri de variaţie a câmpului gravitaţional, care corespund la cele trei zone structurale din regiune. Gradientul regional descreşte monoton de la est spre vest, ceea ce ar corespunde sensului de îngroşare a cuverturii sedimentare spre vest. Dacă în zona de platformă câmpul gravitaţional este omogen, spre vest în zona de fliş, acesta prezintă anomalii pozitive şi negative dirijate NNV-SSE, cu axe alungite şi strânse. Dispunerea anomaliilor este interpretată ca reprezentând efectul unei structuri geologice în solzi.

Filimon şi Elena Albu (1957) consemnează rezultatele cercetărilor din regiunea Putna - Sucevita, cu privire specială asupra perspectivelor pentru hidrocarburi. Autorii delimitează pe criterii stratigrafice două zone: senonian–paleogenă în partea de vest şi neogenă în partea de est.

Pe baza variaţiilor de facies a depozitelor eocene şi oligocene au fost distinse două unităţi tectonice, una inferioară şi alta superioară. În cadrul unităţii superioare, depozitele senoniene sunt asemănătoare cu cele descrise anterior în faciesul marginal, remarcându-se o coborâre treptată spre sud a zonei pe baza îngustării sau chiar a dispariţiei depozitelor senoniene.

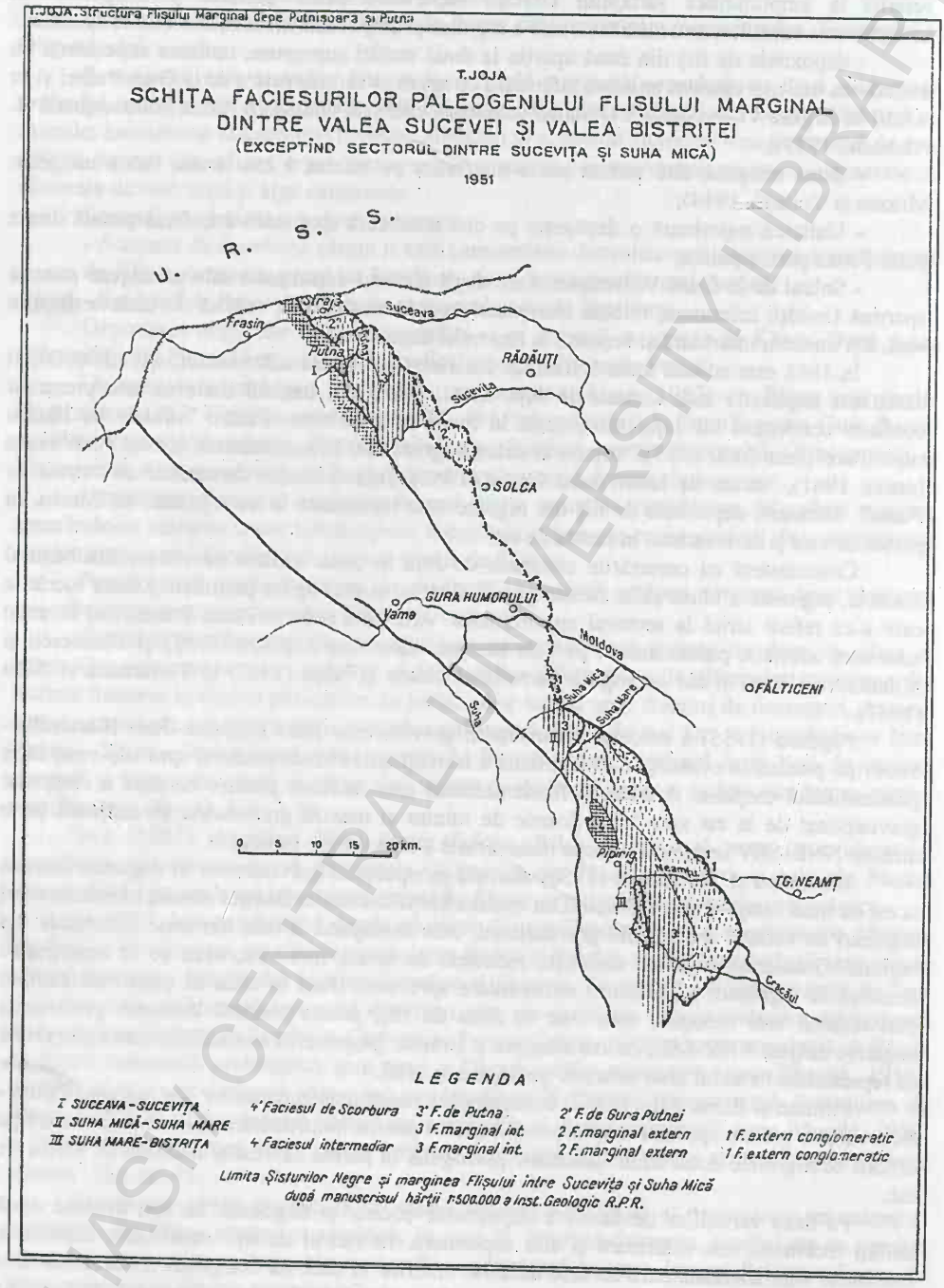


Fig. nr. 5 – Schița litofaciesurilor din flișul marginal (după Joja, 1954)

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

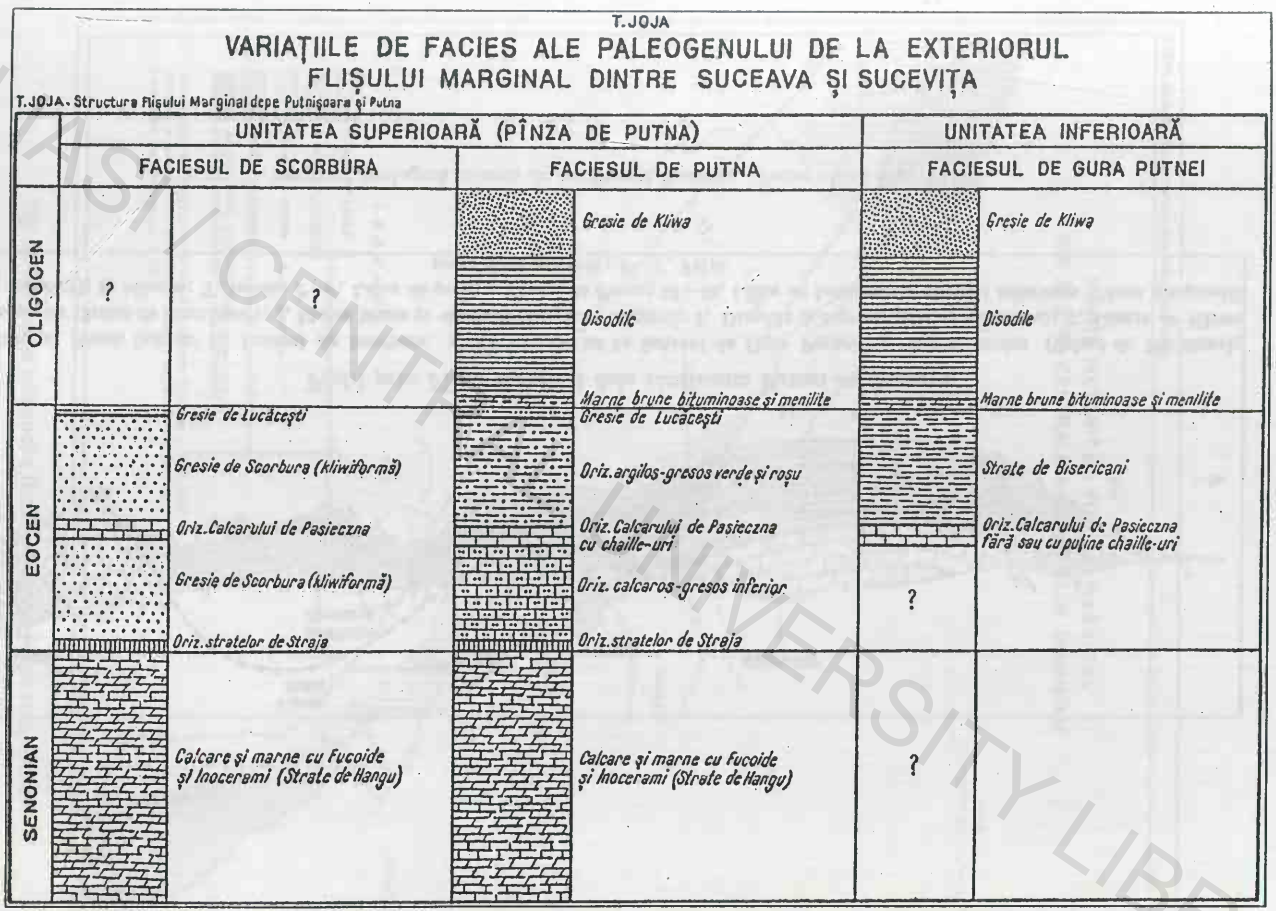
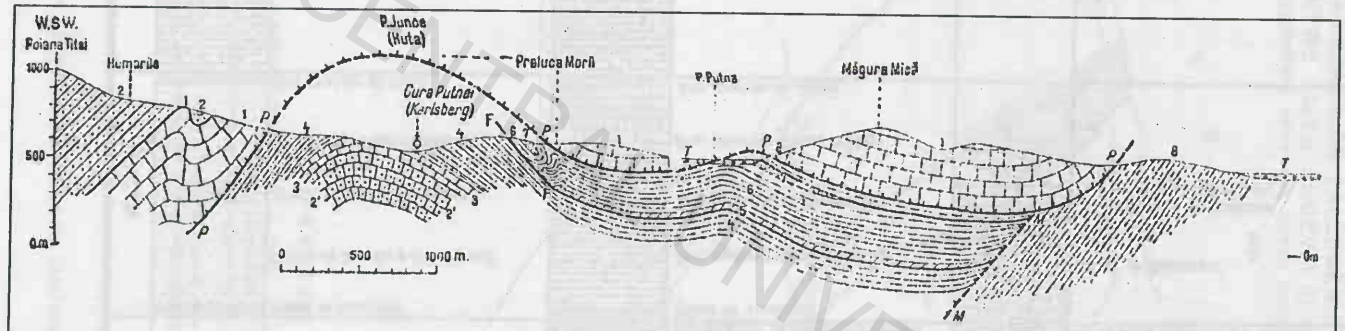


Fig. nr. 6 – Variațiile de facies în zona Suceava – Sucevița (după Joja, 1954)

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Profil prin Flişul marginal dela confluenţa Putnei cu Suceava.

1, Senonian; 2, Eocen inferior în faciesul de Scorbura; 2' Eocen inferior în faciesul de Gura Putnei; 3, Eocen mediu (Calcar de Pasieczna); 4, Eocen superior (Strate de Bisericani); 5, Marne brune şi menilite (Oligocen inferior); 6, Disodile (Oligocen inferior şi mediu); 7, Gresie de Kliwa (Oligocen superior); 8, Miocen; T, terasă; P—P, Linia de şariaj a Pânzei de Putna; M—M, Linia de încălecare a unităţii inferioare (Pânza marginală) peste Zona miocenă; F—F, Falie.

Fig. nr. 7 – Secţiune geologică în zona de confluenţă Suceava - Putna (după Joja, 1954)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

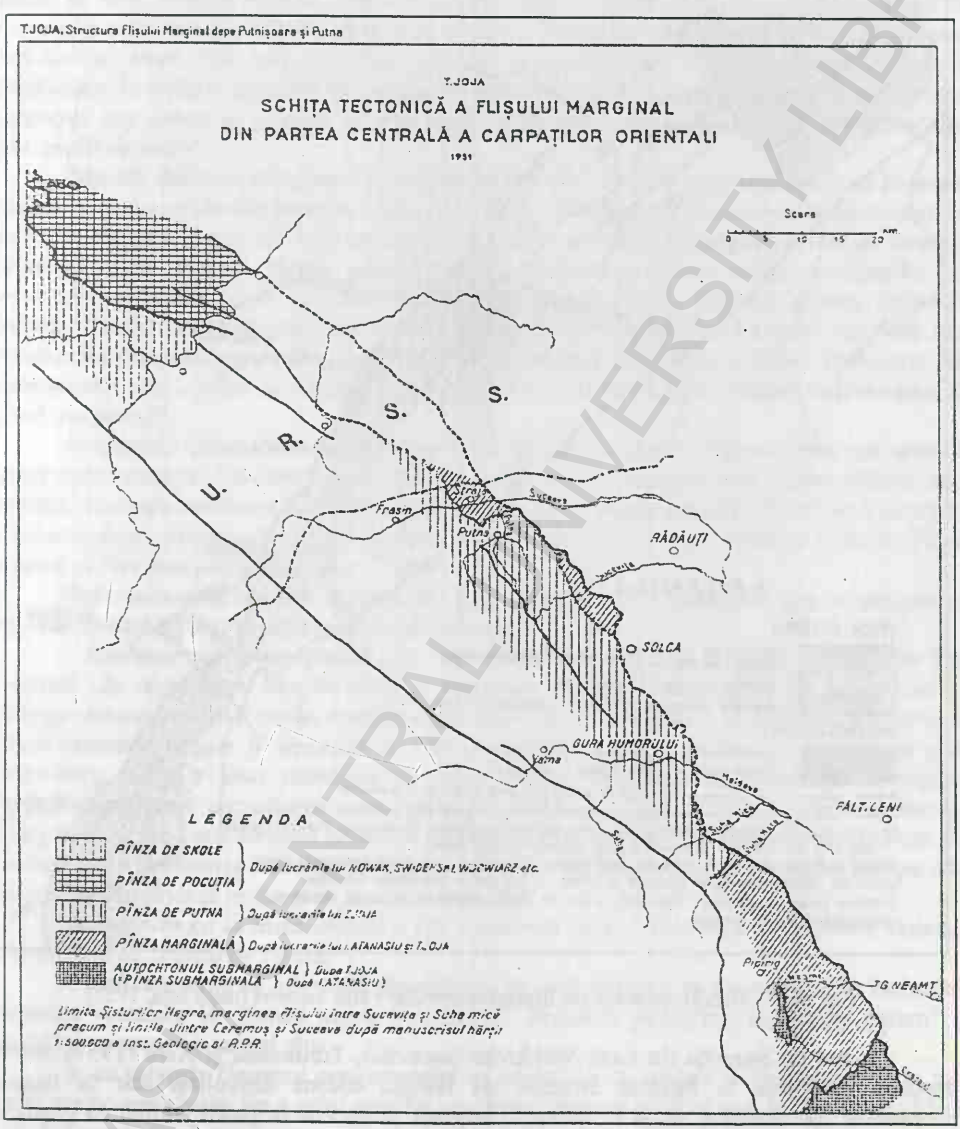


Fig. nr. 8 – Schița tectonică a flișului marginal (după Joja, 1954)

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

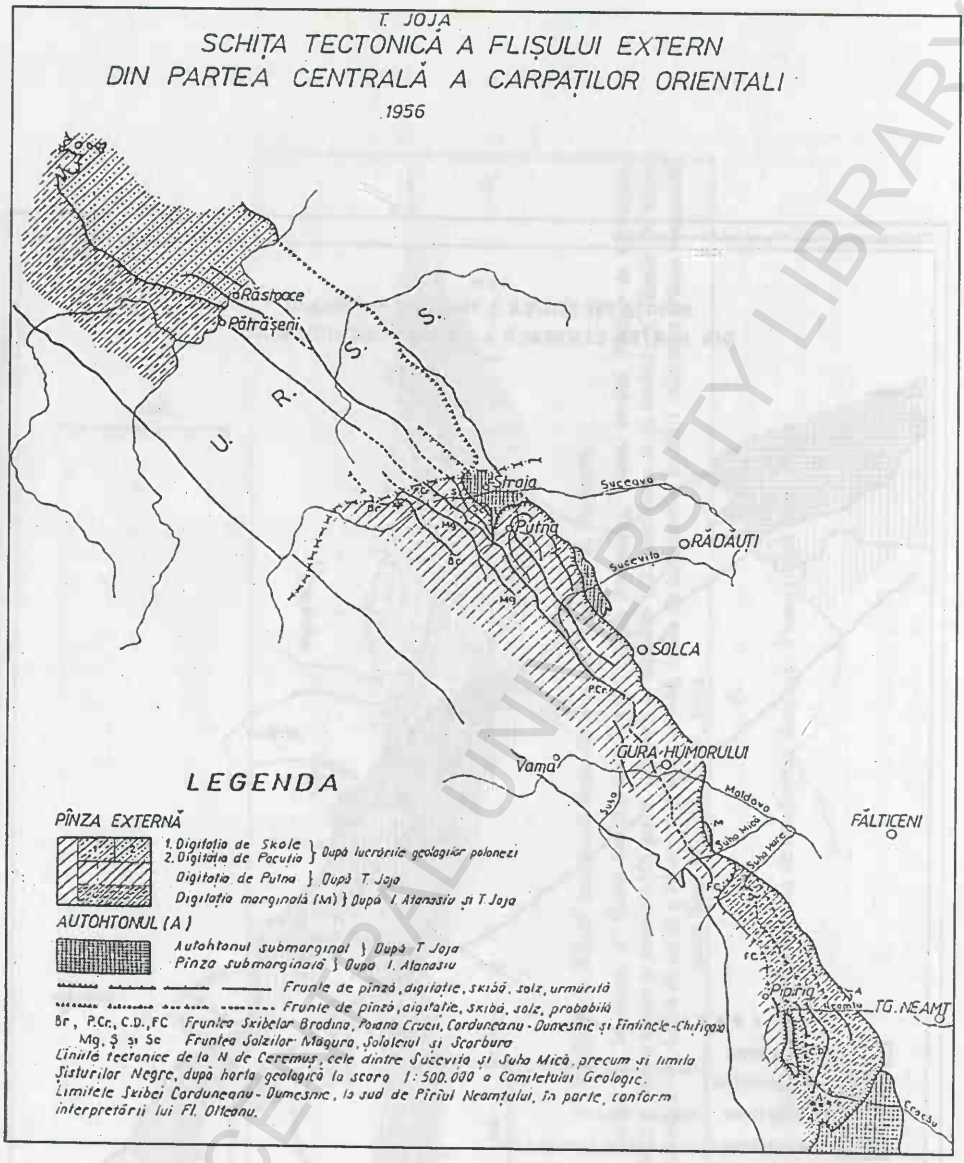


Fig. nr. 9 – Detalii tectonice ale flișului extern din Valea Sucevei (după Joja, 1957)

La sud de Sucevița (în zona Moldovița–Sucevița), Turtureanu și Albu (1957) descriu depozite senoniene în faciesul Stratelor de Hangu, eocene dezvoltate atât în faciesul intermediar (de tranziție) cât și în faciesul marginal, oligocene în facies normal cu gresia de Kliwa și facies conglomeratic în partea de est.

Tectonic, regiunea aparține la două mari unități: *Unitatea Senonian-Paleogenă* și *Unitatea Miocenă*, aflate în raporturi de încălecare, deplasarea în plan orizontal putând ajunge la 8 km. Unitatea Senonian-Paleogenă, după stilul diferit pe care îl prezintă, poate fi divizată în două subunități: vestică, cu o tectonică mai liniștită, ce pare a fi coborâtă, cutele fiind în cea mai mare parte normale și estică, în care stilul tectonic este impus de succesiunea cutelor solzi.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În ceea ce privește vârsta șariajului se apreciază că acesta s-a produs după depunerea depozitelor badeniene.

Anul 1958 este marcat de apariția unei lucrări de sinteză semnată de I. Băncilă și anume „Geologia Carpaților Orientali". Așa cum remarca autorul *„Lucrarea de față încearcă să prezinte, cu unele detalii, geologia Carpaților orientali, de pe teritoriul țării noastre. La baza ei am intenționat să punem mai puțin cantitatea de date și mai mult concepția, pe care am ajuns să ne-o formăm asupra structurii acestui lanț de munți. Această concepție constă în recunoașterea unei participări directe și active a fundamentului antecretacic la realizarea structurilor mari, structuri care iau aspectul unor solzificări în grade variate, până la încălecări de ordinul pînzelor de șariaj, înrădăcinate de la est la vest. În sprijinul acestei concepții am căutat să aducem cît mai multe argumente, rezultate mai ales din activitatea personală de teren"*.

Băncilă definește noțiunea de „unitate structurală" ca fiind *„o grupare de roci și strate, care se pot separa de alte grupări vecine, prin limite bine definite în ce privește caracterul lor tectonic. Pe cît se va putea, între aceste limite se vor cuprinde anumite succesiuni de vîrste și faciesuri. Prin aceasta, într-o unitate structurală vom reuni caractere stratigrafice cu caractere tectonice, cum și condițiile geografice evolutive"*. Interesul pentru definirea unităților structurale este justificat de autor prin aceea că *„unitățile structurale pot reda mai exact condițiile paleogeografice, procesele de sedimentare și fazele de mișcare. Prin ele se pot elimina mai ales o serie de confuzii născute dintr-o utilizare cu totul neegală a termenului de zonă sau pânză"*.

În Carpații Orientali au fost separate șapte unități structurale, dispuse de la vest spre est după cum urmează: *Unitatea centrală (Carpații centrali), Unitatea vest-internă (Flișul vest-intern), Unitatea est-internă (Flișul est-intern, Unitatea medio-internă (Flișul medio-intern), Unitatea medio-marginală (Flișul median, intermediar și marginal), Unitatea externă (Flișul extern)* și *Unitatea pericarpatică.*

Referindu-se la unitățile structurale „medio-marginală" și „externă" care se regăsesc și în zona noastră de investigație, autorul afirmă că:

- ***Unitatea medio-marginală*** este una din cele mai întinse și clare structuri de fliș. Aceasta *„Se lărgește pe alocuri pînă la marginea vizibilă a flișului, iar pe alte locuri se retrage descoperind mai multe, semiferestre din unitatea următoare, externă, care îi servește drept autohton. Poate fi separată în trei subunități: mediană la vest, caracterizată prin dezvoltare mare a unui paleogen în facies grezos (Tarcău), intermediară, la mijloc, caracterizată prin dezvoltarea unui paleogen în facies grezo-calcaros (intermediar) și marginală la est, caracterizată printr-un facies calcaro-marnos, sau marginal propriu-zis. Pe alocuri între acestea se stabilesc relații tectonice de încălecare mai pronunțată, dar pe alte locuri, încălecările se reduc și se fac treceri gradate.*

Menționăm că această unitate a fost conturată de I. Dumitrescu în regiunea Vrancea sub numele de „Pânza de Tarcău".

- ***Unitatea externă*** aflorează discontinuu de sub unitatea medio-marginală, incluzând depozite cretacice în „facies negru și cenușiu", depozite paleogene în „facies extern" și depozite miocene cu sare și gips.

În ce privește ***Unitatea pericarpatică*** se subliniază că aceasta se desfășoară fie în fața celei medio-marginale, fie a celei externe, cu lățimii inegale și că la sud de Trotuș se afundă sub depozitele sarmato-pliocene, pierzându-și individualitatea (fig. nr. 10, 11, 12).

Preocupările pe aceeași linie sunt continuate și în 1963 de Băncilă și Hristescu. Aceștia publică o altă lucrare de sinteză în care iau în discuție liniile tectonice care separă unitățile medio-interne, medio-marginală și pericarpatică de domeniile externe estice, între Valea Sucevei și Valea Trotușului.

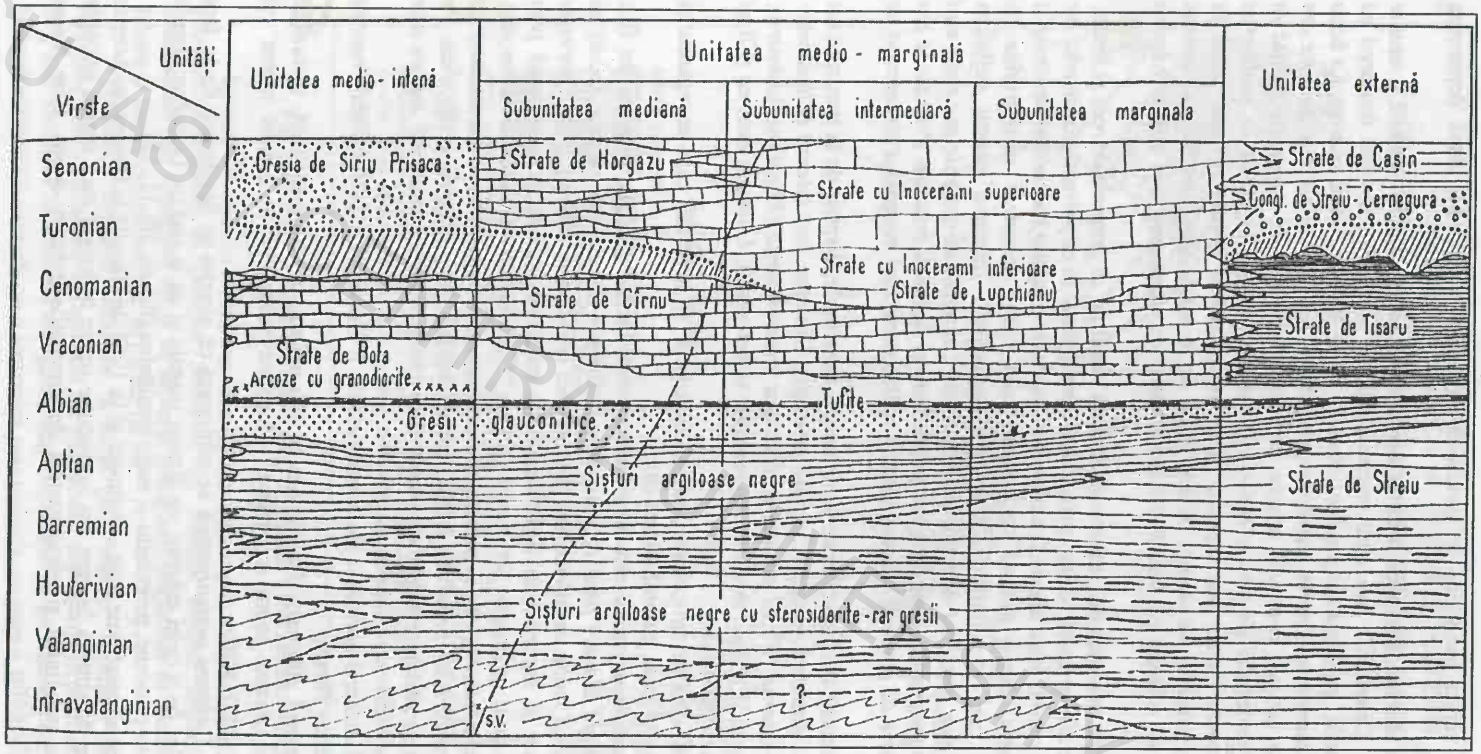


Fig. nr. 10 – Variațiile litofaciale din Cretacicul flișului extern (după Băncilă, 1958)

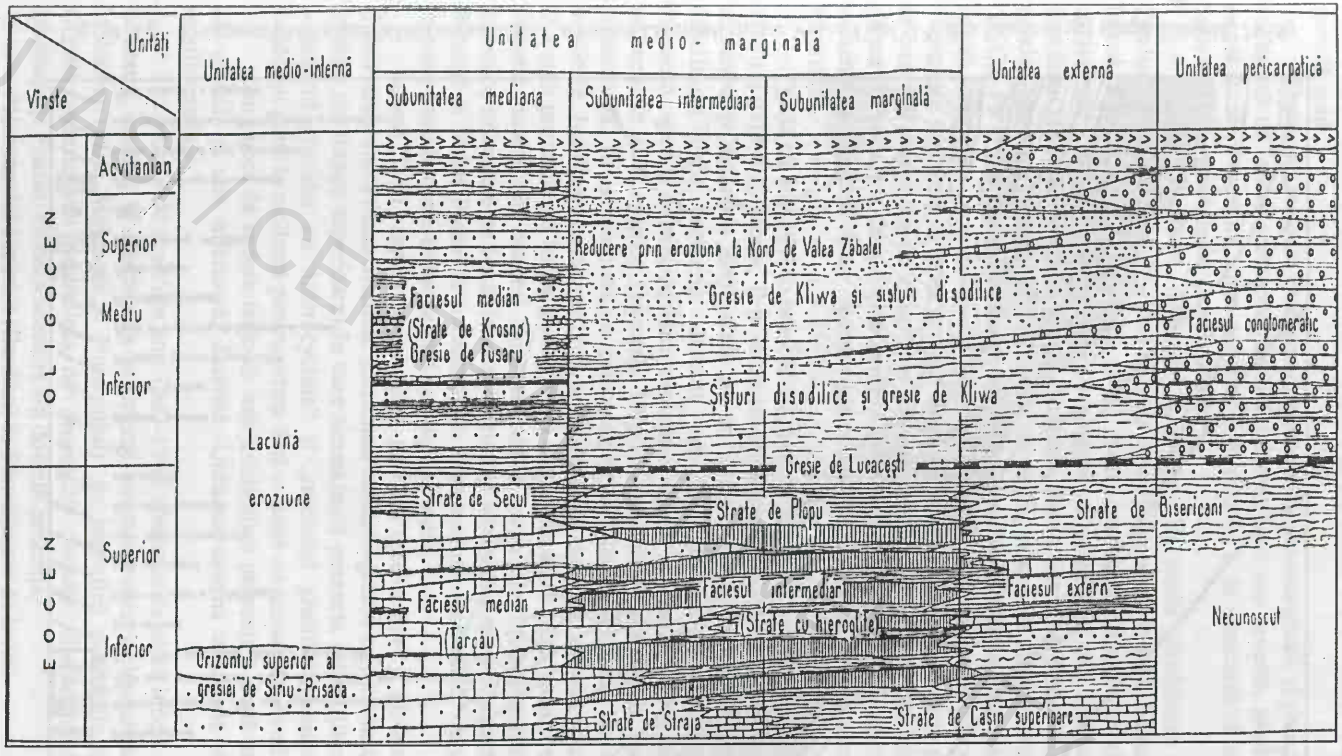


Fig. nr. 11 – Variațiile litofaciale ale Paleogenului din flișul extern (după Băncilă, 1958)

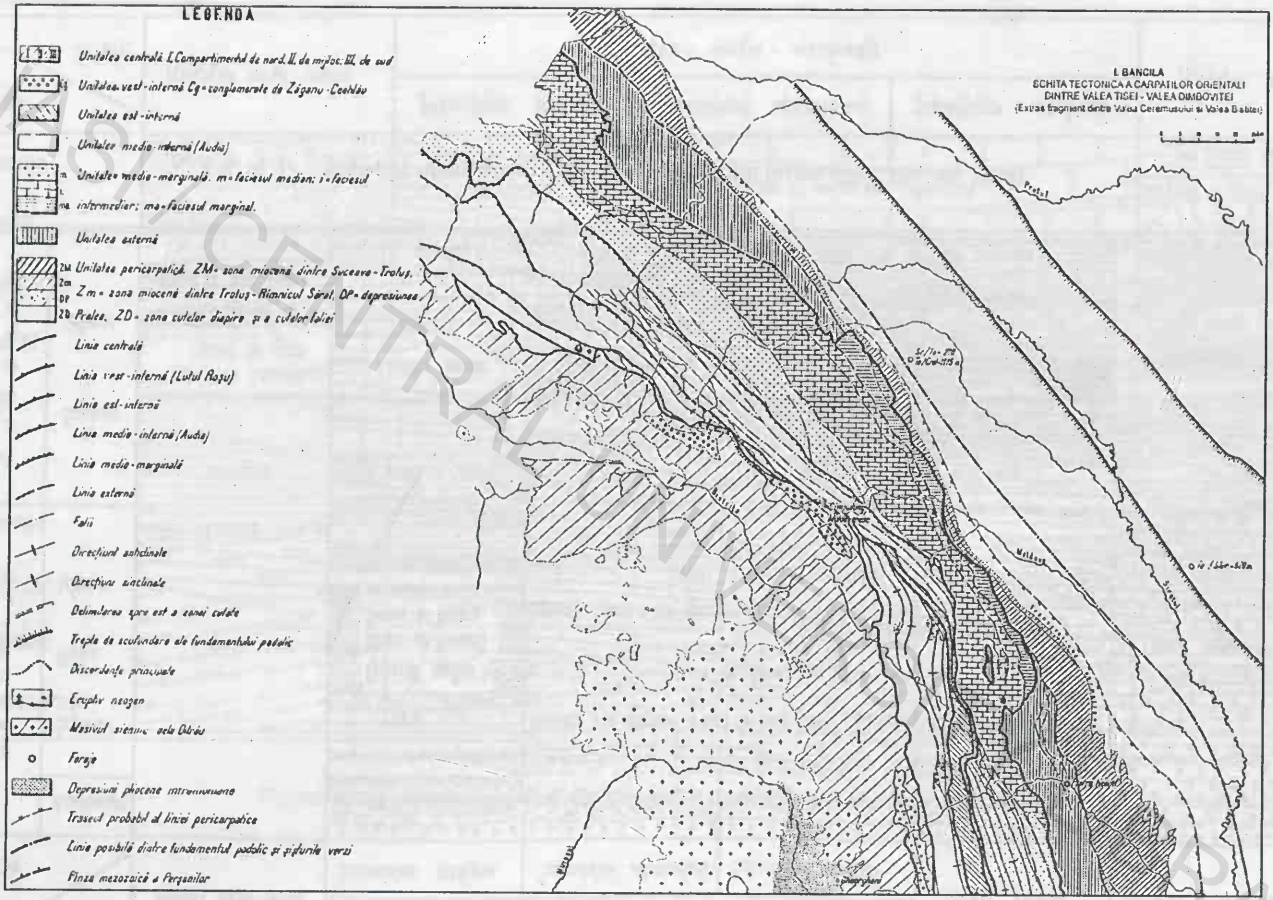


Fig. nr. 12 – Fragment extras din Schița tectonică a Carpaților Orientali dintre Valea Tisei și Valea Dâmboviței (după Băncilă, 1958)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Autorii fac precizarea că în Valea Sucevei, Unitatea flişului extern are o poziţie inferioară Unităţii medio-marginale, aflorând în semifereastra tectonică Putna–Suceava. Dezvoltarea acestei semiferestre este pusă şi pe seama unei ridicări axiale a autohtonului în această zonă.

Elementul tectonic care separă unităţile medio-marginală şi pericarpatică (sau externă) evoluează de la sud spre nord, de la o falie normală sau inversă, până la un plan de şariaj. Acest accident tectonic a fost denumit *linia externă* şi se apreciază că se continuă în Ucraina Subcarpatică, unde separă „cutele adânci".

Începând din 1958, debutează şi o serie de studii geochimice asupra formaţiunilor flişului extern. Astfel în 1958-1962, un colectiv compus din M. Savul, Cornelia Botez, L. Ionesi, P. Jeanrenaud, D. Olaru şi Al. Nacu, analizează distribuţia elementelor „urmă" şi compoziţia chimică a depozitelor senoniene şi paleogene din Unitatea de Tarcău (valea Tarcăului şi valea Moldoviţei) şi din Unitatea flişului marginal (valea Humorului). Se constată paralelisme între conţinuturile în Al şi cele de Fe, ca şi între conţinuturile în Fe şi cele în Co, Ni, Cu, Pb şi Zn. De asemenea se remarcă faptul că distribuţia elementelor urmă depinde de natura minerală a rocii gazdă, iar rocile cele mai favorabile pentru concentrarea acestora sunt depozitele argiloase. În acest context Botez şi Ionesi (1960) pun pentru prima dată în evidenţă în cadrul Formaţiunii de Bisericani din bazinul Bistriţei, conţinuturi interesante în P_2O_5 la partea superioară a depozitelor menţionate. Conţinuturile de P_2O_5 au fost explicate fie prin prezenţa acumulării unor resturi organice, fie prin concentrare geochimică din mediul favorizant.

Odată cu anii 1960 o preocupare deosebită privind cercetarea geologică în zona flişului extern a avut-o L. Ionesi. Prin lucrările publicate, care cuprind rezultatele unor activităţi de cercetare şi didactice desfăşurate pe un interval de peste 45 ani, autorul a contribuit la descifrarea unor probleme delicate privind aspectele litostratigrafice, biostratigrafice, paleoecologice şi paleogeografice din flişul extern, cu implicaţii asupra creionări modelului geotectonic al Carpaţilor Orientali. În plan deontologic afirmaţiile de mai sus ne justifică prezentarea, fie şi succintă, a principalelor rezultate conţinute într-o parte din lucrările publicate. Justificarea este susţinută şi de faptul că aşa cum modelul geotectonic al Carpaţiilor Orientali prezentat de Săndulescu (1984) explică în mare parte situaţiile tectonice întâlnite în sectorul nostru din bazinul Sucevei, aşa şi modelele litostratigrafice, biostratigrafice şi tectonice imaginate pe baza datelor de teren şi laborator pentru regiunea cuprinsă între Valea Bistriţei şi Valea Putnei şi prezentate în literatura de specialitate de către L. Ionesi, ne-au folosit pentru întocmirea modelului geologic al zonei.

Ionesi (1961) separă în premieră, pe baza datelor lito- şi biostratigrafice, în regiunea Gura Humorului-Poiana Micului, „orizontul calcaros-grezos cu *Litothamnium* şi roci verzi" (= Stratele de Hangu superioare) în care semnalează prezenţa numuliţilor. De aemenea separă „orizontul gresiilor cu Asterocycline" şi „orizontul gresiilor glauconitice". În gresia de Lucăceşti pune în evidenţă pentru prima dată o faună cu numuliţi şi bivalve.

Din punct de vedere tectonic este evidenţiată prezenţa a două unităţi: una superioară, *Marginală*, şi una inferioară, *Externă*. Unitatea externă apare de sub cea marginală în semifereastră.

Cercetările de teren din anii 1963-1969 efectuate de către Ionesi, dublate de studiile în laborator, conduc la orizontarea pe criterii biostratigrafice a depozitelor de fliş din bazinul Moldovei (văile Moldovei şi Humorului). Se identifică asociaţiile de foraminifere mari, grupate generic sub denumirea de *asociaţiile Senator, Stoineasa Mică, Larga, Dobra, Miclăuşa* şi *Frasin*. Pe baza acestora s-a dovedit prezenţa:

- Paleocenului superior (Ilerdian) în Formaţiunea de Izvor;
- Cuisianului în baza Formaţiunii de Sucevita;
- Luteţianului în Formaţiunea calcarului de Doamna şi Formaţiunea de Tazlău;

- Biarritzianului la nivelul gresiilor glauconitice, în partea superioară a Formațiunii de Tazlău și la partea superioară a formațiunii de Prisaca-Tomnatec.

În același timp, în atenția autorului intră problematica trasării limitelor pe criterii biostratigrafice. Astfel în lucrările publicate (1966, 1967), pe baza studiilor biostratigrafice și litostratigrafice, formulează următoarele concluzii privind limita Cretacic - Paleogen:

- în partea central-estică a flișului extern între formațiunile cretacice și cele paleocene există continuitate de sedimentare;

- limita Cretacic-Paleogen se poate trasa între "stratele cu inocerami" (s.s) și orizontul calcaro-grezos cu *Litothamnium* ce-i succede, denumit "*Strate de Izvor*". Vârsta Stratelor de Izvor este argumentată ca fiind paleocenă;

- Danianul poate reprezenta baza "Stratelor de Izvor", dar nu este exclus ca baza să fie reprezentată de partea superioară a "Stratelor cu inocerami".

Barbu et al. (1964, 1966), studiază Dealul Ciungi și zona de contact a Obcinei Mari cu Podișul Sucevei și fac referire la vârsta încălecării flișului și molasei pericarpatice peste marginea platformei și a efectelor acestor mișcări asupra contactului geomorfologic al zonei montane cu cea de podiș. Totodată trag concluzii privind geneza fluvio-deltaică a pietrișurilor din bordura dealurilor piemontane.

Ionesi și Bica Ionesi (1966) identifică în premieră în formațiunile de fliș din Carpații Orientali o faună de bivalve, colectată din partea superioară a gresiei de Lucăcești din bazinul Humorului (pârâul Larga). Printre cei 20 de taxoni determinați se remarcă formele de *Corbula pixidicula* Desh., *Cyrena crassa* Desh., *Nuculana lezginica* Korob., *Meretrix incrasata* Sow., *Nuculana peroralis* Koenen și *Corbula leonina* Oppenh. care atestă vârsta Eocen superior a Formațiunii gresiei de Lucăcești. Ulterior revine asupra poziției faunei, plasând-o în nivelul gresiei de Ferăstrău.

Ionesi (1968) abordează problema nomenclaturii utilizate în flișul Carpaților Orientali. Se propune cu această ocazie utilizarea unor criterii poziționale-geometrice numai pentru separări regionale în domeniul de fliș, precum: intern, extern (eventual și median), iar pentru litofaciesuri și faciesuri, se consideră că sunt adecvate denumirile care definesc tipul litologic esențial: astfel pentru litofaciesurile eocene sunt recomandate denumirile de *Tarcău*, *Tazlău* și *Doamna*, iar pentru cele oligocene de *Fusaru*, *Moldovița* și *Kliwa*.

Se susține că unitățile și subunitățile tectonice trebuie denumite în funcție de aspectele geografice relevante regional (după masivele muntoase, cursurile de apă, localități, în care respectiva unitate are dezvoltarea clasică, sau a fost descrisă pentru prima dată). Cu această ocazie se propune înlocuirea denumirii de *Unitate externă* (I. Băncilă, 1955) cu aceea de *Unitatea Vrancea*.

Ionesi și Maria Tocorjescu (1968) revin asupra analizei limitei Cretacic–Paleogen. În depozitele flișului extern din bazinul Văii Moldovei, pr. Varnița, unde sunt deschise succesiunile cretacic-paleogene în continuitate, s-a pus în evidență o asociație foarte bogată de foraminifere aglutinate și calcaroase, alcătuită din 86 de specii, dintre care amintim: *Abatomphalus mayaroensis* (Bolli), *Globotruncana contusa*, *G. arca* (Cush), *G. stuarti* (Lapp), *Pseudotextularia varians* (Rzh), *Eponides bolli* (Cush).

Taxonii menționați permit stabilirea vârstei „Stratelor cu inocerami", drept Maastrichtian terminal. Asociația determinată în partea inferioară a „Stratelor de Izvor" este foarte bogată, identificându-se 71 specii de foraminifere aglutinate dintre care citâm: *Rzehakina fissistomata* (Grzyb), *Rz. epigona* (Rzh), *Recurvoides deflexiformis* Noth, *R. turbinatus* Brady, *Reophax elongatus* Grzyb. Cu toate că foraminiferele aglutinate singure nu pot oferi indicații precise asupra vârstei, faptul că urmează peste Maastrichtianul cu *Abatomphalus mayaroensis*, baza Stratelor de Izvor ar putea reprezenta Danianul, mai ales că spre partea superioară există argumente pentru atribuirea depozitelor respective Paleocenului. Aceste date au condus la plasarea limitei Cretacic–Paleocen între formațiunile cu inocerami și de Izvor.

Vîsoțchi și Grigoraș (1964) elaborează o schemă de corelare a depozitelor paleogene de pe teritoriul României și U.R.S.S.

Conform acestei scheme Stratele de Straja par a corespunde suitei Maniar, calcarul de Pasieczna parțial cu stratotipul din Ucraina, iar gresiile de Scorbura și Tarcău își găsesc echivalentul în gresia de Vigoda. Stratele de Plopu, după poziția stratigrafică și alcătuirea litologică, sunt echivalate cu suita de Bistrița, iar gresia de Lucăcești ar corespunde cu orizontul de Șesorsk, redus uneori doar la gresia de Borislaw sau submenilitică, care reprezintă baza depozitelor oligocene.

Seria menilitică a Carpaților Ucraineni se corelează destul de ușor cu secțiunea Oligocenului din Carpații Orientali. Astfel, argilitele negre sunt echivalentul șisturilor disodilice sau menilitice, iar stratele de menilite, silexuri, calcedonite pot fi echivalente cu menilitele.

Seria menilitică din zona skibelor prezintă multe asemănări cu seria oligocenă din Unitatea inferioară – semifereastra Putna–Suceava. Astfel: partea superioară a suitei menilitice inferioare ar corespunde intercalațiilor de argile, marne și gresii curbicorticale (Stratele de Vinețișu) de deasupra pachetului inferior de gresii de Kliwa. Orizontului superior al gresiei de Kliwa îi corespunde suita menilitică medie (Lopianeț), iar suitei menilitice superioare, orizontul menilitelor superioare sau Stratele de Gura Soimului. Separarea celor trei subsuite ale oligocenului în facies de Krosno nu este încă posibilă datorită lipsei datelor pe teritoriul românesc.

Un eveniment în literatura de specialitate a timpului l-a constituit în 1965 publicarea în Editura tehnică a unei prime sinteze geologice privind teritoriul României, aparținând lui N. Oncescu. În acest an apare postum „Geologia României", ediția a III-a, sub îngrijrea Acad. M. G. Filipescu, profesor emerit.

În această perioadă au existat și diverse preocupări privind aspectele sedimentologice în bazinele de prefliș si cel de fliș.

Contescu (1966) consideră că Formațiunea de Fliș reprezintă totalitatea faciesurilor de fliș depuse în domeniul geosinclinal, pe timpul perioadei de umplere, care precede paroxismul principal.

Autorul consideră că preflișul este o formațiune independentă care îmbracă faciesuri caracteristice și ale căror depozite reflectă un stadiu sigur de dezvoltare tectono-sedimentară într-un sistem geosinclinal. Pentru subzona externă a flișului trecerea de la perioada de vacuitate (Cretacic inferior) la perioada de umplere (care debutează prin flișul Senonian) se face prin intermediul unei serii aritmice, dominant marnoasă, care ar reprezenta preflișul miogeosinclinal (produsul tipic de prefliș ar fi „Stratele de Lupchianu").

Postflișul se situează între fliș și molasă, faciesul său caracteristic fiind în subzona externă unde, între Eocenul superior și Miocenul inferior, s-a format un volum important de depozite oligocene cu caracteristici litostratonomice particulare.

Cercetările sedimentologice au fost continuate în flișul paleogen din Bucovina de către Contescu et al. (1966) și Panin și Mihăilescu (1967). Acestea au evidențiat mai multe sisteme de curenți (dintre care trei principale) care au contribuit la transportul materialului arenitic regăsit în depozitele eocen-oligocene. Direcțiile acestora forțează concluzia că în această perioadă au existat mai multe arii-sursă principale pentru bazinul est-carpatic, dintre care cele mai apropiate erau Platforma Rusă și Cristalinul central Moldav.

În timpul Oligocenului inferior sistemul de curenți predominant este cel longitudinal, dirijat spre NV, aria sursă fiind, în cazul nostru, probabil Platforma Rusă. Oligocenul superior marchează o modificare a înclinării axei bazinului de sedimentare, curenții predominanți fiind cei orientați NV-SE. Autorii concluzionează că orientarea diferită a sistemelor de curenți și implicit existența unor arii sursă deosebite, condiționează în mod direct aspectul stratonomic și litologic ale faciesurilor.

Polonic şi Gabriela Polonic (1967) efectuând cercetări asupra molasei dintre Valea Sucevei şi Valea Cracăului, fac referiri şi asupra flişului din regiunea în studiu, descriind depozite senoniene, eocene şi oligocene ce aparţin Pânzei Marginale.

Senonianul se dezvoltă în faciesul Stratelor de Hangu în care separă un orizont inferior marno-calcaros şi altul superior, grezo-calcaros.

Eocenul se prezintă în facies marginal, fiind deosebite mai multe orizonturi: conglomeratic din baza Stratelor de Straja, grezo-calcaros, calcarului de Pasieczna, Stratele de Strujinoasa şi Stratele de Bisericani. Gresia de Păltinoasa din bazinul Moldovei ar reprezenta o dezvoltare locală, caracteristică paraautohtonului.

Oligocenul este dezvoltat în faciesul gresiei de Kliwa, integrând în bază gresia de Lucăceşti, iar peste orizontul gresiei de Kliwa este menţionat un orizont flişoid, ce se consideră că poate fi paralelizat cu Statele de Gura Şoimului. Tectonic este remarcată prezenţa cutelor solzi ce au o direcţie NV-SE şi sunt deversate spre NE.

La paleta cercetărilor geologice efectuate în flişul extern carpatic în această etapă, s-au adăugat şi studiile geochimice. Cercetări geochimice interesante au fost efectuate între anii 1967 şi 1969 asupra Formaţiunii de Bisericani, respectiv de Plopu, de către un colectiv mai larg constituit, printre care se numără Cornelia Botez, O. Nichita, L. Ionesi, N. Iorga, Didina Nacu şi C. Căruntu. Autorii constată că natura litologică a Membrului argilelor roşii derivă dintr-o alternanţă a unui mediu de sedimentare oxidant cu unul uşor reducător, respectiv sursă cu alterare lateritică sub un climat cald şi umed. Pentru Membrul argilelor cenuşii şi verzi se consideră că în perioada sedimentării acestor depozite, în bazin s-au instalat condiţii reducătoare pe fondul unor schimbări morfoclimatice petrecute în ariile sursă.

Nacu et al. (1970) abordează problematica geochimiei materiei organice în rocile bituminoase din bazinul văii Humorului, evidenţiind prezenţa bitumenelor şi implicaţiile economice ale acestora. Totodată atrage atenţia asupra elementelor minore din depozite şi corelează conţinutul acestora cu masa organică şi suportul mineral.

Plăvan (1970; fide Florea,1999) formulează unele concluzii în legătură cu principalele aspecte tectonice regionale sau locale, pe baza rezultatelor prospecţiunilor gravimetrice coroborate cu lucrările de foraj din zonă. Aceste date au fost completate cu măsurători seismometrice şi gravimetrice.

Pe Harta gravimetrică Bouger se pune în evidenţă o scădere continuă a valorilor câmpului gravitaţiei de la E la V, fapt care atestă scufundarea fundamentului platformei pe această direcţie.

Anomalia gravitaţiei reliefează existenţa a cinci linii tectonice transversale, dintre care una ne interesează direct, respectiv Vicov – Mănăstirea Putna. Acestea ar reprezenta flexuri sau fracturi localizate în fundamentul platformei, ce conturează blocuri cu poziţii diferite.

Au fost puse în evidenţă două anomalii gravimetrice de maxim în zonele Sucevita şi Putna, cu orientări şi intensităţi diferite şi o anomalie de minim la sud de Mănăstirea Putna, generată de îngroşarea formaţiunilor sedimentare de cuvertură şi căderea fundamentului platformei (fapt pus pe seama densităţii crescute a depozitelor fundamentului).

Falia Pericarpatică se situează de-a lungul liniei care uneşte apexurile anomaliilor locale de minim, ea putând fi urmărită spre nord până în Valea Sucevei.

Aceste studii au fost completate cu cercetările seismice prin metoda seismosondajelor spaţiale de masă, efectuate între Valea Moldovei şi Valea Sucevei de către Dicea, Mehmed şi Damian. Acest program a debutat în 1966, ulterior, în 1972, fiind completat cu măsurători gravimetrice. Aceste lucrări geofizice au permis precizarea unor aspecte tectonice, atât regionale cât şi de detaliu.

Au fost puse în evidenţă prezenţa încălecărilor succesive ale Unităţilor mediomarginală (Tarcău), externă (Vrancea) şi pericarpatică peste Platforma Moldovenească.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În ce privește falia Pericarpatică s-a sugerat că a avut un dublu rol. Inițial a funcționat ca o falie normală, pe acest plan producându-se căderea compartimentului vestic, ulterior ca un plan de șariaj. De-a lungul acestui plan sectorul vestic a fost ridicat și șariat spre est.

Tectonic se confirmă structura în cute falii și solzi. Se demonstrează existența unei depresiuni epiplatformice care ar face legătura între Depresiunea Lvov și Depresiunea Bârladului, precum și existența pe marginea vestică a platformei a unor falii longitudinale, după care se produce afundarea spre vest.

Ionesi și Maria Tocorjescu (1970), analizând microfauna din asociația de foraminifere mari de la Frasin, pun în evidență pe lângă foraminifere aglutinate și taxoni ca: *Globigerina stonei* Weiss, *G. liniaperta* Finlay și *Globorotalia aragonensis caucazica* Subb., a căror prezență atestă vârsta Cuisian a depozitelor analizate.

Barbu și Ionesi (1970), discută raporturile dintre ciclurile orogenice și fazele tectogenetice și etapele de evoluție geomorfologică a reliefului Obcinelor Bucovinei.

Începând cu anii 1970–1971, la nivel național se aliniază modelele litostratigrafice, biostratigrafice, geotectonice, paleogeografice, etc. la cele vehiculate pe plan mondial. Etapa este caracterizată de apariția unor lucrări geologice de sinteză care cuprind întreg teritoriul României sau unele domenii din acesta (precum cel de platformă, al flișului, etc.) și elaborarea unor hărți geologice, tectonice, etc. la scările 1:200000 – 1:50000. În întreprinderile de specialitate materialele cartografice s-au întocmit la scările 1:25000 – 1:5000, în funcție de gradul de detaliere al cercetărilor. De asemenea, s-au continuat studiile de detaliu în diferite zone (flișul extern fiind foarte bine reprezentat), acestea fiind foarte numeroase și de o calitate de necontestat. Se menține și în această etapă transferul masiv de date din cercetarea fundamentală în cea aplicativă.

La nivel local, în sectorul Valea Sucevei – Valea Putnei se continuă cercetările biostratigrafice de către Joja și Manoliu (1978) și apoi de Micu (1979), Micu et al (1980, lucrare nepublicată) și Micu și Constantin (1993). Autorii care îi succed lui Th. Joja aduc o serie de precizări de ordin stratigrafic și tectonic pentru Semifereastra Gura Putnei și pentru zonele sudice din bazinul Suceviței. De asemenea s-au efectuat o serie de cercetări de către specialiștii geologi de la I. P. E. G. „Suceava", în prezent S. C. „Geomold" S. A. (cu sediul în Câmpulung Moldovenesc), în bazinul Putnei și la sud, în bazinul Suceviței, în vederea valorificării în sectorul energetic a disodilelor oligocene.

Așa cum se poate observa, lucrările geolgice publicate pentru sectorul Valea Sucevei–Valea Putnei sunt puține, noi folosind pentru prezentarea unor aspecte litostratigrafice, biostratigrafice, geotectonice și paleogeografice din lucrarea de față datele conținute în literatură de specialitate pentru flișul extern din bazinele Suceviței și Moldovei. O serie din aceste lucrări le prezentăm în continuare, altele urmând să le nominalizăm la capitolele în care prezentăm problematica specifică.

Ionesi (1971) publică „Flișul paleogen din bazinul Moldovei", în care face precizarea principială că „stratigrafia geometrică" practicată pentru descifrarea geologiei depozitelor de fliș nu mai corespunde etapei actuale de cunoaștere și că se impun precizările stratigrafice bazate pe argumente paleontologice. În opinia autorului acest mod de abordare va permite *„pe lângă fundamentarea biostratigrafică, corelarea exactă a variațiilor litofaciale, interpretarea corectă a unor raporturi tectonice, cît și o mai bună cunoaștere a aspectelor paleogeografice"*.

Autorul separă în bazinul Moldovei, de la vest spre est, Pânza de Audia (în cadrul căreia individualizează două digitații), Pânza de Tarcău și conturează, pentru prima dată, Unitatea de Humor, ce reprezintă autohtonul Tarcăului (= Pânza de Vrancea, Ionesi, 1968).

Se completează inventarul paleontologic al depozitelor studiate, realizându-se în premieră orizontarea și stabilirea vârstei cu ajutorul faunelor de foraminifere mari și bivalve. În coloana litologică sunt separate pentru prima dată Stratele de Izvor, gresiile cu asterocycline, gresiile glauconitice, Stratele de Lupoaia și Stratele de Ardeluța remarcându-se

deosebirile la nivelul fiecărui facies analizat. Sunt tratate detaliat problemele ridicate de limitele Cretacic - Paleocen, Paleocen - Eocen şi Eocen - Oligocen).

În ce priveşte contribuţiile biostratigrafice care se referă la zonele situate la sud de Valea Putnei, acestea au fost numeroase şi au permis caracterizarea biozonelor, identificarea marcatorilor de biozonă şi încadrarea acestora în scara cronostratigrafică. În acest context a fost posibilă orizontarea de detaliu ale coloanelor litologice din litofaciesurile flişului extern, corelarea pe orizontală a formaţiunilor litostratigrafice, trasarea limitelor între perioade, etaje şi subetaje, elucidarea unor aspecte privind evoluţia geotectonică şi paleogeografică.

Dintre autorii care au abordat o asemenea problematică în flişul extern suntem obligaţi să-i amintim pe Alexandrescu et al. (1974), Alexandrescu et al. (1978), Antonescu şi Alexandrescu (1979), Dicea (1974), Dicea şi Marieta Dicea (1980), Ionesi (1974, 1975, 1979, 1981, 1987, 1989, 1991, 1997, 1999), Ionesi şi Florea (1981, 1982, 1983), Ionesi şi Mészáros (1989, 1994, 1995), Ionesi et al. (1989), L. Ionesi et al. (1995), Ionesi et al. (1999), Joja şi Manoliu (1978), Olaru (1978, 1982, 1989), Micu şi Ghetea (1988), Moisescu et al. (1995), Maria Tocorjescu şi Ionesi (1972, 1973).

Alexandrescu et al. (1974, 1978), în lucrările publicate, fac referire asupra răspândirii şi importanţei microfaciesului cu *Pithonella ovalis* în flişul Carpaţilor Orientali. În Pânza de Tarcău, acest facies a fost identificat în partea inferioară a Stratelor de Hangu, în calcarele marnoase roşii-cărămizii sau cenuşii şi în unele intercalaţii marnoase din conglomeratele şi gresiile grosiere existente la diferite nivele în coloana Unităţii de Tarcău.

Dicea (1974), Dicea şi Marieta Dicea (1980) întreprind într-o primă fază studii micropaleontologice, mineralogice şi petrografice asupra formaţiunilor cretacice, paleocene, eocene şi oligocene, dintr-o zonă situată la sud de Valea Moldovei, făcând precizări asupra limitelor. Ulterior, autorii fac corelaţii în flişul extern est-carpatic pe baza asociaţiilor de nanoplancton. În acelaşi timp fac o serie de precizări asupra limitei Eocen-Oligocen şi Oligocen–Miocen. Astfel în partea superioară a Stratelor de Plopu şi de Bisericani (cu bancuri de gresie silicioasă) a fost determinată o asociaţie cuprinzând taxoni specifici marcatori pentru Paleogen. S-au identificat biozonele NP_{19}–NP_{20} (cu *Isthmolithus recurvus* şi *Sphenolithus pseudoradians*), caracteristice pentru Eocenul superior. Asociaţiei menţionate i se adaugă în orizontul flişoid cu gresie silicioasă de sub marnele bituminoase, taxoni caracteristici zonei NP_{21} cu *Ericsonia subdisticha*, situată conform aceleiaşi zonări în partea bazală a Oligocenului. Determinările de nannoplancton efectuate asupra Stratelor de Gura Şoimului, evidenţiază o asociaţie specifică zonei NN_2, ce caracterizează Burdigalianul inferior.

Ionesi (1974, 1975, 1979, 1981, 1987, 1989, 1991, 1997) prin studiile efectuate în regiunea Sucevita – Bistriţa, argumentează următoarele:

- limita Cretacic – Paleocen în flişul extern se trasează după cum urmează: în toate cele trei unităţi tectonice majore (Audia, Tarcău şi Vrancea), Paleocenul se delimitează de Maastrichtian prin zona cu *Abatomphalus mayaroensis*; delimitarea faţă de Cuisian se face prin asociaţia cu *Nummulites burdigalensis* şi *Nummulites aquitanicus*, limita aflându-se la 3 m sub bancul cu foraminifere mari;

- limita Paleocen – Eocen, pe baza unei faune de microforaminifere şi dinoflagelate recoltată din depozitele paleocene şi eocene (din cele patru litofaciesuri), este plasată în cuprinsul Formaţiunii de Izvor. Autorul trage concluzia că partea terminală a Formaţiunii cu inocerami revine Paleocenului, iar pe baza foraminiferelor mari limita Paleocen-Eocen se află în cadrul Formaţiunii de Izvor. În acelaşi timp se apreciază ca posibilă existenţa unei întreruperi în sedimentarea paleocenă;

- privitor la limita Eocen - Oligocen în flişul Carpaţilor Orientali, autorul consideră în urma unei analize extrem de minuţioase şi laborioase că întreg inventarul paleontologic cunoscut din gresia de Lucăceşti, formaţiunea de Ardeluţa şi formaţiunea de Lupoaia atestă vârsta Eocen superior şi în aceste condiţii limita Eocen - Oligocen în flişul extern se plasează în cuprinsul menilitelor inferioare;

- corelează depozitele Miocenului inferior din pânzele de Tarcău şi Vrancea, pe baza nannoplanctonului calcaros. Astfel, formaţiunea de Vineţişu este echivalată cu disodilele superioare şi probabil menilitele superioare şi disodilele terminale. Formaţiunea de Gura Şoimului este mai nouă decât cea de Vineţişu (exceptând eventual baza sa) şi poate fi echivalată cu Formaţiunea de Cornu;

- inventariază fauna de bivalve, gasteropode, pteropode şi nautiloidee descoperite în formaţiunile eocene şi oligocene din Pânza de Tarcău şi Pânza de Vrancea, efectuând paralelizări cu depozitele similare.

Ionesi (1999) pune la dispoziţia biostratigrafilor care se ocupă cu depozitele Flişului extern al Carpaţilor Orientali, un instrument de lucru foarte util pentru corelarea şi biozonarea formaţiunilor şi anume "nivelul de numuliţi", cu un conţinut paleontologic bine precizat şi o poziţie cronostratigrafică bine determinată (fig. nr. 13).

Autorul, pornind de la rezultatele cercetărilor în acest domeniu din Carpaţii Orientalii efectuate de Băncilă (1958), Bombiţă (1973), Niţa Tătărâm (1972, 1973), Joja şi Manoliu (1978), Ionesi (1961, 1967,1971a, 1971b, 1974) şi Ionesi şi Grasu (1987) şi punctele de vedere privind influenţa sedimentării turbiditice asupra compoziţiei faunei de foraminifere mari, sistematizează materialul existent şi revede interpretarea biostratigrafică a numuliţilor, însă fără a face revizii taxonomice.

În opoziţie cu punctul de vedere al lui Bombiţă (1961, 1973) care consideră că în cazul sedimentării turbiditice lipsesc "faunele pure", omogene, în general acestea fiind de amestec sau exclusiv remaniate, Ionesi (1999) afirmă că numeroase sunt exemplele în care este evident că asociaţiile numulitice provin dintr-o populaţie neritică, fără forme remaniate. În sprijinul acestui punct de vedere vin şi situaţiile prezentate de Schaub (1981), privind "faunele pure" din Schlierenflysch-ul şi Gurnigenflysch-ul din Elveţia şi din flişul de "Zumaya-Guetaria" din Spania.

Pentru situaţia din flişul carpatic Ionesi consideră mai adecvată şi mai "prudentă" utilizarea termenului de "nivel cu numuliţi", denumit după formele marcatoare sigur neremaniate, în detrimentul celui de biozonă. În cazurile unde nu există dubii privind "faunele pure", nivelele cu numuliţi se raportează la biozona corespondentă.

În această idee a fost revizuită interpretarea biostratigrafică în Flişul Carpaţilor Orientali, Ionesi (1999) separând cinci nivele cu numuliţi caracteristice pentru etajele Eocenului. Acestea sunt următoarele:

- nivelul cu *Nummulites sp.* (ex gr. *N. deserti*) şi *N. globulus* (F1, F3, eventual F4, F5) – Ypresian inferior, a fost pus în evidenţă în partea superioară a Formaţiunii de Izvor.

- nivelul cu *Nummulites burdigaliensis* (F6, eventual F7, F8) – Ypresian superior, a fost pus în evidenţă deasupra Formaţiunii de Straja şi a depozitelor echivalente. Discuţia asupra acestor faune a condus la concluzia că nivelul corespunde cu biozona "burdigalensis", fiind caracteristică pentru partea inferioară a formaţiunilor Sucevita, Tazlău şi Tarcău.

- nivelul cu *Nummulites distans* (F9, F10?) – Luteţian inferior, a fost luat în considerare pe baza prezenţei speciei *N. distans* şi absenţa speciei *N. perforatus*. Deşi formele *N. distans* şi *N. gallensis* pot persista până în Bartonian, chiar în baza Priabonianului, Ionesi (1999) le atribuie vârsta Luteţian inferior în acord cu situaţia din Europa centrală şi orientală.

- nivelul cu *Nummulites perforatus* (F11-F19) - Bartonian, are cea mai mare dezvoltare, fiind prezent în cele trei litofaciesuri eocene ale Pânzei de Tarcău. În urma analizei semnificaţiei biostratigrafice ale acestor faune, autorul concluzionează că, deşi sunt de amestec, nivelul este caracteristic pentru Bartonian.

- nivelul cu *Nummulites fabianii* (F20, F21) – Priabonian. Acest nivel a fost separat pe baza faunelor puse în evidenţă în Formaţiunea de Ardeluţa (F20), gresia de Lucăceşti şi gresia de Ferestrău (F21) de către Ionesi (1971) şi Ionesi şi Grasu (1987), în aflorimentele de pe pârâul Petac (bazinul Moldovei) şi pârâul Merişor (bazinul Tarcăului). Taxonii determinaţi cuprind pe lângă *Nummlites fabianii* şi *N. chavannesi*, *N. striatus*, *N. variolarius*, *N. globulus*,

Assilina exponens, discocycline şi asterocycline. Acest nivel atestă vârsta Priabonian pentru Formaţiunea de Ardeluţa şi depozitele sincrone, încadrându-se în tipul de faune pure. În plus, vârsta acestor depozite este confirmată şi de nannoplanctonul calcaros din marnele cu globigerine (Ionesi şi Mészáros, 1989; Oszczypko, 1996).

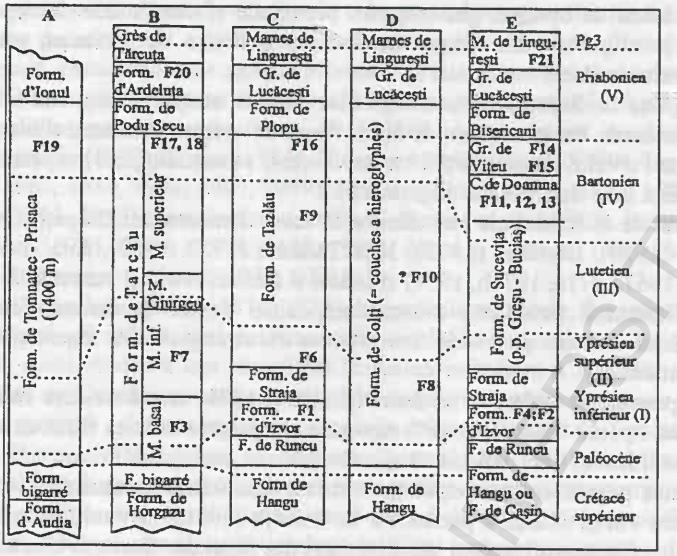


Fig. nr. 13

Poziţia nivelelor de numuliţi în depozitele eocene ale flişului extern carpatic (după Ionesi, 1999)

Ionesi şi Florea (1981, 1982, 1983) cercetează conţinutul în nannoplancton calcaros în partea superioară al formaţiunilor de Plopu, gresiei de Lucăceşti şi menilitelor inferioare. Din acestea determină taxonii: *Discoaster saipanensis* (Bramlette et Riedel), *Chiasmolithus oamaruensis* Defl., *Isthomolithus recurvus* Defl. *Cycloccolithus formosus* Kampt., caracteristici Biozonelor NP_{19} şi NP_{20}, corespunzând primelor două formaţiuni menţionate. Asociaţia determinată în Formaţiunea menilitelor inferioare cuprinde taxonii: *Isthomolithus recurvus* Defl., *Chiasmolithus solitus* Bramlette et Sullivan şi *Dictyococcites dictiodus* Defl. et Fert caracteristici pentru Biozonele NP_{21}, NP_{22} ce denotă vârsta Eocen superior. Autorii consideră că limita Eocen-Oligocen poate fi trasată din cadrul acestor depozite fără a se putea preciza exact poziţia.

În 1983, aceeaşi autori descoperă o faună cu *Glycimeris* în nivelul argilelor brune şi negricioase, din baza menilitelor inferioare. Pe lângă formele menţionate mai apar exemplare rare de *Cardium, Chlamis* şi *Cerithium*. Această faună de facies neritico-litoral a ajuns în aria profundă de sedimentare a pelitelor bituminoase printr-un fenomen de alunecare submarină.

Colaborarea dintre Ionesi şi Mészáros (1989, 1994, 1995), pe de o parte şi Ionesi, Mészáros şi Florea (1989) pe de altă parte, a condus la concluzii importante privind orizontarea depozitelor de fliş pe baza nanoplanctonului calcaros. Astfel:

- pe baza studiului nannoplanctonului calcaros determinat (taxonii *Helicosphaera eufratis* Haq, *Triquetrorhabdulus carinatus* Mat. şi *Discolithina eormis* Locker) din Formaţiunea de Vineţişu (Pânza de Tarcău) şi Formaţiunea disodilelor superioare (Pânza Vrancea), limita Oligocen-Miocen din Pânza de Tarcău este plasată în partea superioară a Membrului Inferior din formaţiunea de Vineţişu, în timp ce în Pânza de Vrancea se consideră că aceasta se plasează în cadrul Formaţiunii disodilelor superioare;

- asociaţiile de nannoplancton identificate din Formaţiunea de Lupoaia, bazinul văii Moldoviţei (facies intermediar al Eocenului, între gresia de Lucăceşti în est şi Stratele de Ardeluţa în vest), revin biozonelor NP_{20} şi NP_{21}, respectiv Eocenul superior. Baza marnelor de Lingureşti se încadrează de asemenea în biozona NP_{21}. Pentru biozona NP_{20} este citată o

asociație care cuprinde taxonii *Reticulofenestra umbilica, Sphenolithus pseudoradians, S. predistentus* și *Lanternihtus minutus*, continuându-și însă dezvoltarea taxonul *Cyclococcolithus formosus*;

- în urma analizei conținutului în nannoplancton calcaros a părții terminale a formațiunii de Izvor și din formațiunea de Straja, se ajunge concluzia că taxonii determinați în partea terminală a Formațiunii de Izvor atestă prezența Biozonei NP_{10} posibil debutul zonei NP_{11}, indicând Cuisianul, iar cei determinați din Formațiunea de Straja aparțin Biozonei NP_{12}, eventual pot cuprinde și partea terminală a Biozonei NP_{11}, vârsta atribuită fiind Cuisian.

Ionesi et al. (1995) identifică la partea superioară a Formațiunii de Bisericani, la 90 m sub gresia de Ferestrău, în bazinul pârâului Humor, o faună cu bivalve cuprinzând 15 taxoni, dintre care trei cu semnificație stratigrafică sunt localizați în Eocen superior. Determinările efectuate pentru nannoplanctonul calcaros au relevat prezența Biozonei NP_{19} și deci vârsta Eocen superior (Priabonian), iar un alt colectiv reprezentat de Moisescu, Melinte și Florea (1995) pun în evidență în bazinul râului Sucevița (marnele de Lingurești) prezența unei specii noi "*Glycimeris ionesii*", a cărei prezență, împreună cu asociația de nannoplancton identificată, pledează pentru vârsta Oligocen inferior.

Ionesi et al. (1999) analizează conținutul în nannoplancton calcaros din disodilele superioare, la 60 m de limita cu menilitele superioare, din Membrul Tocila, bazinul văii Sucevița. Taxonii determinați oferă suficiente informații pentru ca autorii să poată trasa limita Oligocen-Miocen în cadrul argilelor din Membrul Tocila, intercalate în partea superioară, dar nu terminală, a Formațiunii disodilelor superioare.

În paralel cu studiile biostratigrafice care vizau faunele de foraminifere și de bivalve și asociațiile de nanoplancton, s-au efectuat cercetări privind conținutul palinologic al depozitelor din flișul extern de către Olaru (1978, 1982, 1989), după cum urmează:

- cercetările detaliate asupra distribuției stratigrafice a microflorei în flișul paleogen dintre văile Bistrița și Trotuș au permis separarea de flore caracteristice pentru Santonian-Maastrichtian, Eocen și Oligocen. În evoluția florei s-au identificat trei etape distincte: flora Normapolles, termofilă tipică pentru intervalul Santonian-Maastrichtian; flora Postnormapolles sau a florei paleotropic-eocenice, caracteristică pentru Eocen, flora arctoterțiară, etapa florei "reci", caracteristică pentru tot Oligocenul, separate de trei praguri bionomice Maastrichtian-Paleocen, Paleocen superior-Eocen inferior și Eocen superior-Oligocen inferior. Flora caracteristică unei etapei se dezvoltă cu maxime și minime, în interferență cu flora imediat mai nouă. Sunt subliniate și corelațiile între dezvoltarea paleoflorei, litofaciesuri, climat, temperatura și umiditatea mediului în care a avut loc dezvoltarea;

- studiul asociațiilor palinologice cuprinse în Stratele cu inocerami și Stratele de Izvor, au determinat separarea a trei complexe palinologice distincte. În acest caz limita între Cretacic superior și Paleocen este trasată între complexul palinologic maastrichtian și cel evidențiat în Stratele de Izvor, când se remarcă schimbări bruște în evoluția paleoflorei;

- evoluția paleoflorei în timpul Oligocenului în depozitele de fliș din Carpații Orientali este studiată în secțiuni reprezentative din valea Bistriței și valea Trotușului.

Cercetări litostratigrafice, petrografice, sedimentologice, structurale și paleogeografice sunt efectuate în această etapă de o serie de cercetători, printre care amintim pe Cerchez (1973), Coman et al. (1978), Grasu et al. (1975, 1976, 1978, 1979), Ionesi și Rodica Urse (1971), Ionesi și Catană (1973), Ionesi și Florea (1984), Ionesi și Grasu (1986), Ionesi et al. (1988), Grasu et al. (1988, 1989, 1990), Ionesi et al. (1994), Ionesi și Florea (1996), Micu (1979, 1981), Micu și Constantin (1993), Niță și Catană (1989), Papiu et al. (1977, 1979, 1982), Săndulescu și Micu (1989).

O serie de lucrări au tratat aspecte litostratigrafice și sedimentologice cu implicații în corelarea pe orizontală a formațiunilor, în desenarea modelelor structurale ale zonelor și în evoluția paleogeografică. În această serie se înscriu și lucrările publicate de Ionesi (1979,

1986, 1989, 1996), Ionesi şi Florea (1984), Ionesi şi Grasu (1986), Ionesi et al. (1988), Ionesi şi Florea (1996), prin care se aduc date geologice noi, precum:

- dovezi noi de ordin stratigrafic şi structural în sprijinul prezenţei semiferestrei Humorului; argumentele de ordin stratigrafic se referă la prezenţa depozitelor miocen inferioare (Formaţiunea de Gura Şoimului), existenţa unor intercalaţii de bentonite şi a conglomeratelor cu elemente verzi, precum şi apariţia celui de-al doilea nivel de marne bituminoase. Semifereastra Humorului a apărut în urma proceselor erozionale prin îndepărtarea depozitelor Pânzei de Tarcău, cât şi ca efect a unei deplasări diferenţiate a pânzei superioare;

- sunt aduse precizări de ordin litostratigrafic şi structural asupra depozitelor din bazinul Suceviţei. Astfel se arată că formaţiunile eocene în solzul Suceviţei apar în litofacies de Doamna, iar cele oligocene într-un facies specific pentru pânza Vrancea. Au fost remarcate următoarele particularităţi: prezenţa unor gresii deasupra calcarului de Doamna, individualizarea unor gresii cuarţoase în cadrul marnelor bituminoase; individualizarea menilitelor subdisodilice şi a celui de-al doilea nivel de marne bituminoase în disodilele inferioare; grosimea redusă şi aspectul friabil al gresiei de Kliwa; prezenţa disodilelor superioare cu bentonite, argile verzi şi lentile ruditice. Pe baza aspectelor litofaciale şi tectonice autorii conferă pânzei de Vrancea din bazinul Suceviţei o extindere mult mai mare şi un contur de semifereastră, respectiv "Semifereastra Sucevita". Această idee este completată mai târziu, considerându-se că Unitatea Vrancea, apare în regiune ca o semifereastră între Gura Putnei şi Soloneţ. În această semifereastră alături de "lama Voivodeasa" sunt incluse de asemenea solzul Dealul Rău-Cociniş şi Sucevita, iar fruntea Pânzei de Tarcău corespunde cu fruntea solzului Tresoara–Maidan (sens Cernea, 1955; Polonic şi Polonic, 1967) sau Drăguşina (sens Micu, 1981);

- se pune în evidenţă între formaţiunile de Hangu şi Izvor existenţa unei unităţi litologice de tip "debris flow", echivalentă cu "Formaţiunea de Runcu";

- sunt efectuate cercetări detaliate litostratigrafice şi sedimentologice asupra Formaţiunii cu inocerami (Hangu s.s.) din bazinul râului Sucevita, separându-se patru membri cu particularităţi litologice distincte. Sunt prezentate date mineralogice, petrografice, chimice şi sedimentologice ce caracterizează fiecare din membrii separaţii;

- se întocmeşte un studiu detaliat asupra gresiei de Kliwa din bazinul râului Sucevita, pânza Vrancea, făcându-se observaţii asupra genezei formaţiunii;

- se arată semnificaţia litostratigrafică a calcarului de Jaslo din formaţiunile oligocene ale flişului extern;

- se demonstrează pentru prima dată prezenţa unor bentonite care apar atât în cadrul gresiei de Lucăceşti, marnelor cu globigerine, cât şi la partea terminală a formaţiunii de Bisericani, reprezentând material cineritic puternic alterat;

- se demonstrează că bitumolitele din Formaţiunea de Gura Şoimului sunt corpuri străine, alohtone, de tipul olistolitelor, provenite prin alunecări submarine.

Cercetările geologice efectuate de către Micu în regiunea Sucevita pentru elaborarea machetei hărţi geologice scara 1:50000 au permis completarea datelor existente cu altele noi, consemnate într-o lucrare publicată în 1979. Autorul prezintă o serie de detalii de ordin stratigrafic şi tectonic, respectând conceptele elaborate de Joja, alături de care apar şi contribuţii personale (separarea gresiei de Iamna, a orizontului şisturilor ardeziforme şi a gresiei de Fierăstrău etc.).

Grasu et al. (1982), referindu-se la prezenţa nivelului de calcar de Jaslo în cadrul şisturilor bituminoase, subliniază importanţa acestuia în orizontarea de detaliu, având în vedere continuitatea remarcabilă pe orizontală şi aspectul litologic distinct. Sunt făcute de asemenea pentru prima dată precizări cu caracter petrogenetic.

Preocupându-se de aceeaşi problemă Niţă şi Catană (1989) analizează chimic, mineralogic şi granulometric psamitele din Formaţiunea gresiei de Kliwa din zona Tg. Ocna şi Solonet-Pleşa-Humor, din unităţile de Tarcău şi Vrancea.

Săndulescu şi Micu (1989) efectuează o analiză paleogeografică la nivelul Oligocenului din Carpaţii Orientali, folosind metoda reconstrucţiei palinspastice.

Paleogeografia Rupelianului indică prezenţa unor faciesuri destul de puţin diferenţiate, aportul de material detritic este sărac în cuprinsul zonei flişului, aria sursă fiind în dreptul Flişului Transcarpatic, probabil acoperită de sedimente.

Paleogeografia Chattian-Aquitanianului arată o diversificare destul de mare în zona flişului. Se remarcă dezvoltarea unor depozite de wildflysch a cărei sursă era situată în zonele interne, iar materialul alohton era adus prin canale submarine.

În timpul Oligocenului au existat tranziţii între faciesurile interne şi faciesurile externe. Această zonă cu caractere mixte a marcat zona axială a trogului flişului.

Studiul ichnofaunei din depozitele flişului extern efectuat de Brustur (1995) aduce date interesante privind batimetria şi condiţiile ecologice din bazinul de sedimentare. Astfel:

- Formaţiunea de Hangu s-a depus într-un bazin relativ adânc, sub taluzul continental, spre deosebire de Formaţiunea de Lepşa acumulată pe un şelf puţin adânc. Referitor la condiţiile sedimentologice arată că acumularea s-a făcut în condiţiile unui aport combinat de origine turbiditică şi pelagică;

- formaţiunile de Plopu şi Bisericani s-au depus la adâncime mare, în domeniul batial, deşi nu este exclus nici domeniul abisal, cu temperatură moderată şi salinitate normală. Creşterea adâncimii bazinului de sedimentare se face de la est spre vest, ceea ce este în concordanţă cu raportul foraminiferelor aglutinate/planctonice, frecvenţa celor aglutinate crescând spre vest şi cu interpretarea batimetrică a bazinului flişului dată de Săndulescu (1984) care aprecia că axul fosei de sedimentare în intervalul Coniacian – Oligocen era plasat în aria de depunere a flişului de Tarcău - Tazlău;

- la nivelul de depunere a Formaţiunii gresiei de Kliwa autorul sugerează un mediu aerat în zonele litorale, care a permis dezvoltarea şi apoi conservarea unei ihnofaune caracteristice.

Referitor la zona cuprinsă între Valea Sucevei şi Valea Putnei, una din puţinele lucrări publicate este cea a lui Micu şi Constantin (1993). Aceştia efectuează cercetări în Pânza cutelor marginale din Semifereastra Gura Putnei, bazinul pârâului Putna, aducând noi contribuţii litostratigrafice şi structurale asupra regiunii.

Au fost descrise şi corelate cu depozitele echivalente din alte regiuni formaţiunile paleogene cuprinse între Stratele de Jgheabu Mare, menilitele superioare şi formaţiunile miocene aparţinând Stratelor de Gura Şoimului, Formaţiunea cu sare şi Formaţiunea conglomeratic-arenitică. Structural se remarcă existenţa unor sinclinale şi anticlinale uneori faliate, ce aflorează de sub supraşariajul depozitelor din Pânza de Tarcău. Aspectele litostratigrafice şi tectonice prezentate au fost figurate pe harta care însoţeşte textul (fig. nr. 14).

În atenţia cercetătorilor intră în această etapă şi valorificarea economică a şisturilor bituminoase din Oligocenul flişului extern, în special din bazinele Sucevitei, Putnei, Moldovei şi Bistriţei şi a unor mineralizaţii de P_2O_5.

În acest sens o sumă de studii publicate sau aflate în arhivele unităţilor de cercetare geologică, precum şi cele ale lui Ionesi şi Rodica Urse (1971), Ionesi şi Catană (1973), Cerchez (1973), Coman et al. (1978), Grasu et al. (1978, 1979), Papiu et al. (1977, 1979, 1982), Florea et al. (1983), au urmărit detalii privind:

- corelaţiile între conţinuturile în materie organică şi unele elemente minore (Co, Ni, V, Mo);

- condiţiile tehnologice privind extragerea uleiului de şist şi stabilirea unor domenii de utilizare;

- se cercetează diferențele și similititudinile între modul de prezentare a disodilelor în cadrul celor trei litofaciesuri (Fusaru, Moldovița și Kliwa), atât din Pânza de Tarcău cât și din Pânza de Vrancea, conținuturile în materie organică, compoziția chimică, mineralogică, petrografică și conținuturile în elemente minore (Mo, V și B). În același timp sunt analizate sistematic posibilitățile de atragere în circuitul economic ale roci bituminoase cât și rolul petroligen al acestora;

- s-a pus în evidență raportul invers între componenta detritică și cea argiloasă, dar nici o corelație între aceasta din urmă și conținutul în substanță organică. Determinările de putere calorică au oferit valori cuprinse între 500 și 2000 de kcal/kg, observându-se o oarecare tendință de creștere a acesteia de la vest spre est.

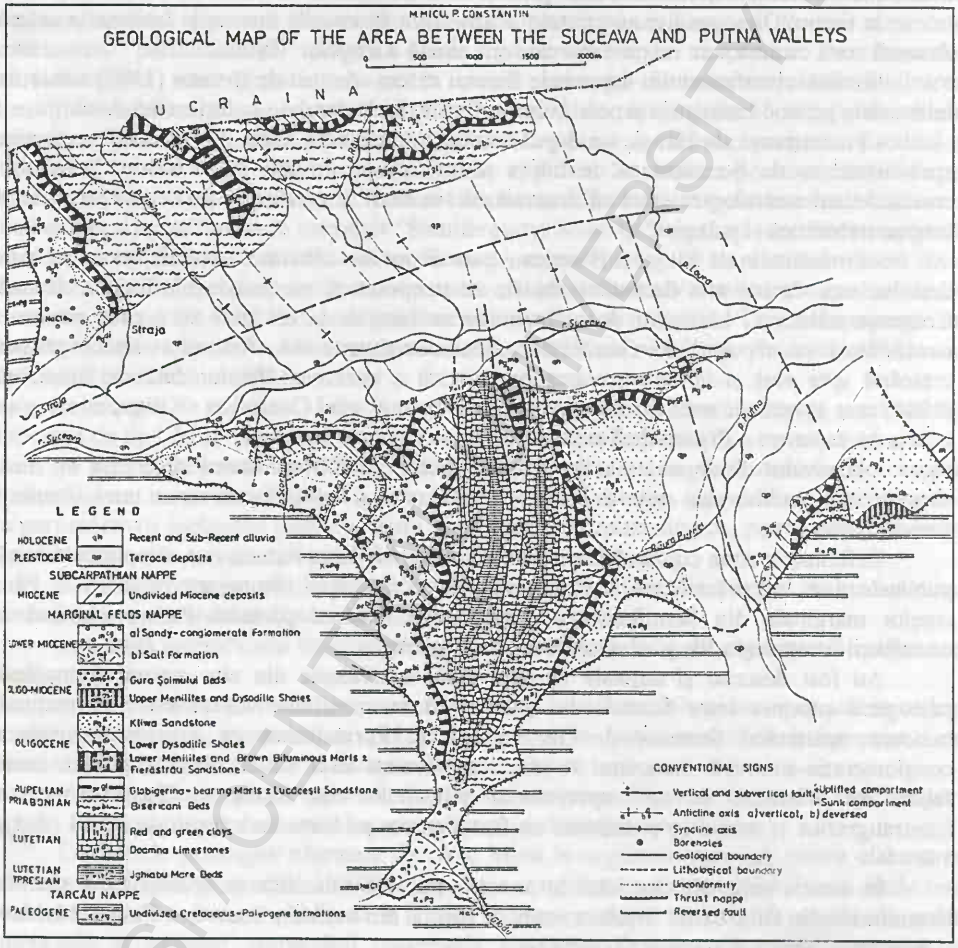


Fig. nr. 14 – Harta geologică a zonei cuprinse între Valea Sucevei și Valea Putnei (după Micu și Constantin, 1993)

Ionesi et al. (1988, 1989, 1990) elaborează un studiu geologic în zonele Sucevița, preocupându-se îndeosebi de cercetarea unor concentrații minereice de fosfor din partea superioară a formațiunii de Bisericani, din marnele cu globigerine și din nivelul marnelor de Lingurești. Rezultatele obținute sunt interesante atât în plan teoretic, cât și din punct de vedere economic.

Această etapă este caracterizată de apariția unor lucrări de sinteză de anvergură, care nu pot fi ignorate în demersul nostru de cercetare geologică și care vin să completeze inventarul cunoașterii geologice a teritoriului României.

Mutihac și Ionesi (1974) publică lucrarea „Geologia României", în care și-au propus să prezinte *„acele date și concepții care permit formarea unei imagini de ansamblu asupra structurii teritoriului României în stadiul actual al cunoașterii*", realizând de asemenea *„o prezentare cu suficiente amănunte pentru ca cel interesat să poată recunoaște în teren entitățile tectonice și litostratigrafice, ... și elementele semnificative pentru înțelegerea prefacerilor la care a fost supus pământul românesc până a ajuns la structura sub care se prezintă astăzi*".

Referitor la flișul extern, sunt prezentate unitățile structurale cu dispunerea cunoscută de la vest la est: Audia, Tarcău și Vrancea. În ce privește Valea Sucevei, se arată că aici Unitatea de Audia aflorează pe lățimea cea mai mare (11 km), Unitatea de Tarcău are o dezvoltare foarte mare, între localitățile Straja (în est) și localitatea Costileva (în vest), iar Unitatea de Vrancea apare la zi în Semifereastra Putna-Suceava, localizată la vest de confluența râului Suceava cu râul Putna. Aspectele litostratigrafice, biostratigrafice și tectonice vehiculate sunt în acord cu punctele de vedere exprimate de Ionesi (1971).

Săndulescu (1984) în „Geotectonica României" realizează o sinteză geotectonică regională, integrând evoluția geotectonică a României într-un cadru mai larg, cel sud-estic și central european.

Pentru a putea prezenta „ambianța geotectonică" în care au evoluat diferite porțiuni din teritoriul țării noastre, autorul este nevoit să prezinte fundamentele teoretice, chiar și succint, pe care se bazează modelul geotectonic propus. În acest cadru s-a recurs la o descriere, uneori amănunțită, a aspectelor litostratigrafice, sedimentologice, paleogeografice sau, după caz, paleotectonice, insistându-se asupra *„litostratigrafiei și caracterul ariilor de sedimentare a succesiunilor de fliș, mai ales din Carpați*". Autorul este convins că *„Detaliile, care pot apărea până la un punct inutile, servesc fără îndoială la fundamentarea și precizarea contextului evolutiv al teritoriului României*".

În ce privește problemele pe care le ridică flișurile și molasele, în lucrare se definesc aceste formațiuni și se face o trecere în revistă a principalelor tipuri de fliș și molasă.

Tipurile de fliș sunt discutate în raport cu *ritmicitatea* termenilor, tipul caracteristic fiind considerat cel descris sub denumirea de *strate cu hieroglife* (alcătuit din doi termeni, de grosimi aproximativ egale la fiecare ritm, de 5-20 cm: arenit și lutit). În această accepțiune tipurile de fliș de bază sunt: *flișuri grezoase* (termenul arenitic predomină asupra celui lutitic), *flișuri șistoase* (predomină lutitele), *flișuri calcaroase* (se individualizează pe lângă arenite și lutite un termen marno-calcaros sau calcaros). Pe lângă acestea, considerate de bază, se descriu și tipuri particulare precum: *flișul silicios* (arenitele sunt cuarțoase și cu ciment silicios), *flișul vărgat* (lutitele au culori diferite în cadrul aceluiaș ritm sau în ritmuri diferite), *flișul curbicortical* (este prezentă stratificația convolută a arenitelor). La acestea se adaugă numeroase tipuri de trecere (în funcție de grosimea ritmurilor, etc.).

Referitor la geneza flișurilor se consideră că acestea sunt serii ritmice, marine, pelagice, acumulate într-un context tectonic în care ariile sursă sunt caracterizate de un relief viguros și de „neliniște tectonică" (o mobilitate accentuată a zonelor de alimentare a bazinului).

În funcție de momentele tectogenetice care afectează bazinele de sedimentare, se deosebesc *flișuri pretectogenetice* (depozitul precede cea mai veche tectogeneză care a afectat aria sa de depunere, acestea fiind cele mai numeroase), *intertectogenetice* (depozitele iau naștere între două faze tectogenetice cu efecte importante în aria de sedimentare) și *postectogenetice* (situația flișurilor care acoperă discordant ariile puternic deformate, dar care nu au mai suferit deformări importante). Se atenționează faptul că flișurile pot fi sinorogenetice, dar nu și sintectogenetice.

Autorul divizează Orogenul carpatic în funcție de vârsta tectogenezelor care au condus la formarea marilor ansambluri structurale și de elementul de simetrie al catenei care este sutura majoră tethysiană. În funcție de vârsta acestora se disting *tectogenezele cretacice* ale căror produse se numesc *dacide* și *tectogenezele neozoice* ale căror produse se numesc *moldavide*. În această ordine de idei, pânzele flișului care ne interesează se încadrează la moldavide. Pentru fiecare unitate sunt urmărite și descrise aspectele privind litogeneza, stratigrafia, structura și tectogeneza.

Luând în discuție aspectele paleogeografice ale flișului și ariile sursă pentru bazin, se admite existența cordilierelor cu un rol complex, sedimentologic și tectonic. Astfel se presupune un sistem de cordiliere, dispus de la vest la est, cu o „funcționare" diferențiată în timp, în același sens (cele mai noi fiind localizate în partea de est a bazinului):

- cordiliera perimoldaviană care a separat flișul curbicortical de cel de Sinaia, cu rol preponderent în alimentarea bazinului extern;
- cordiliera cumană care ar fi putut separa bazinele unităților de Audia și Tarcău, sau Audia și Macla;
- cordiliera șisturilor verzi de tip dobrogean (= pragul marginal moldav), cu o poziție situată între bazinele unităților de Vrancea și pericarpatică, sau la exteriorul cele pericarpatice; aceasta ar putea fi moștenită în structura anticlinală Pleșu-Petricica din Pânza Pericarpatică.

Grasu et al. (1988) abordează sistematic petrografia terenurilor sedimentare ale flișului extern. Se argumentează că acest demers este necesar atât pentru lărgirea „orizontului de cunoaștere teoretică", cât și privit ca necesitate practică. Ca o concluzie argumentativă, autori stipulează că „*... lărgirea gamei de materii prime nemetalifere nu poate fi realizată fără o cunoaștere chimico-mineralogică a seriilor sedimentare, după cum reconstituirea condițiilor de acumulare sau evoluție geologică a unor regiuni nu poate fi concepută decît printr-o încadrare a rocilor în nomenclatura modernă cu semnificație paleomedială precisă*".

Prin studiul efectuat se realizează o încadrare petrografică mai riguroasă a termenilor litologici din formațiunile flișului extern, studiul fiind susținut de datele proprii ale autorilor completate cu cele din literatura de specialitate. S-a procedat la recartarea zonelor de stratotip și studierea tipurilor litologici în secțiuni subțiri, însoțite de determinări chimice, analize RX și ATD și granulometrice. Pe baza rezultatelor obținute s-au făcut aprecieri asupra posibilităților de valorificare, cu încadrarea în STAS–urile respective.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

II. GEOLOGIA REGIUNII

Regiunea care face obiectul studiului de față este foarte complicată din punct de vedere geologic, pe o secțiune transversală cu o lungime de numai 30 km, între localitățile Vicov și Brodina, succedându-se de la est la vest trei unități tectonice majore: pericarpatică, Vrancea și de Tarcău, complicate la rândul lor de o structură în solzi. Litostratigrafic, formațiunile aparțin intervalului cuprins între Senonian și Miocen inferior, fiind identificată întreaga succesiune caracteristică părții central-externe a bazinului flișului extern.

În perimetrul nostru extins în bazinul Sucevei, la vest de confluența râurilor Suceava și Putna până la râul Brodina, ne-am concentrat cercetările asupra formațiunilor pânzelor de Vrancea și de Tarcău.

Modelul litostratigrafic și tectonic prezentat în acest capitol se bazează pe datele obținute din cartările de la suprafață efectuate de noi începând din anii 1980, datele din lucrările de cercetare executate de către geologii de la S. C. „Geomold" S. A. Câmpulung Moldovenesc (cartări de la suprafață, lucrări miniere ușoare, galerii și foraje), unele informații din forajele executate pentru hidrocarburi în Valea Sucevei și pe cele din literatura de specialitate, în special din zonele sudice limitrofe.

Totodată, pentru a discuta contactul zonei de fliș cu cea de molasă, situat la est de confluența Suceava-Putna, am făcut apel la datele din literatură și unele observații efectuate de noi în zona Vicov-Voitinel.

II.1. STRATIGRAFIA

Stratigrafic, formațiunile sunt repartizate intervalelor stratigrafice Senonian – Oligocen în Pânza de Tarcău și Eocen – Miocen inferior în Pânza de Vrancea (Semifereastra Gura-Putnei). În continuare vom prezenta aspectele litostratigrafice și biostratigrafice separat pentru cele două unități și aceasta datorită particularităților litologice pe care le îmbracă formațiunile în cele două pânze și a unei mai bune sistematizări a materialului.

II.1.1. PÂNZA DE TARCĂU

În sectorul Valea Sucevei – Valea Putnei – Valea Brodinei depozitele Pânzei de Tarcău aflorează la vest și sud de linia de șariaj la suprafață a Pânzei de Tarcău peste Pânza de Vrancea. Aceasta urmărește în partea de sud versantul drept al pr. Gura Putnei, pe o direcție NE-SW, până în zona de izvoare a pr. Glodu, apoi se îndreaptă spre NNW, pe sub culmile Scorbura și Lomul, traversând Valea Sucevei prin partea vestică a localității Straja („capătul satului").

Pe acest areal din bazinul Sucevei, cuprins între Valea Putnei, frontiera de stat și Valea Brodinei, se înregistrează variații litofaciale importante de la est la vest, ca reflex al modificărilor paleogeografice intervenite în bazinul de sedimentare în urma mișcărilor geotectonice. În același timp sunt diferențe pregnante și între depozitele din zona nordică (Suceava - Putna) și zonele sudice: Sucevița, Humor și Moldovița. „Distrugerea" bazinului de sedimentare a Tarcăului este anunțată încă de la începutul Eocenului, când uniformitatea condițiilor de sedimentare din Cretacic este întreruptă, probabil de mișcările laramice și bazinul își modifică morfologia, determinând formarea litofaciesurilor heteropice. Acestea se mențin cu o suprapunere parțială și la nivelul Oligocenului.

CRETACICUL SUPERIOR

Cele mai vechi depozite care apar la zi în regiune sunt cele ce aparțin Formațiunii de Hangu, de vârstă Senonian. Acestea aflorează în fruntea șariajului Pânzei de Tarcău sau în fruntea solzilor, pe patru aliniamente orientate NW-SE: pe un *aliniament estic*, care urmărește fruntea șariajului Pânzei de Tarcău în Valea Sucevei (cursul superior al pr. Străjii, versantul

drept al Sucevei la gara Straja, izvoarele pâraielor Scorbura Mare şi Mică), fruntea estică a culmii Scorbura şi versantul stâng al Văii Putna (izvoarele pr. Gura Putnei, cursul inferior al pr. Mănăstirii, est de confluenţa r. Putna cu pr. Viţeu); pe un *aliniamentul central-estic*, pus în evidenţă în Valea Sucevei (în zona de izvoare a pâraielor Calancenilor şi Humăriei, versantul drept al Sucevei la vest de confluenţa cu pr. Boului, pâraiele Boului, Măgura, Sihăstria şi Jijia) şi în Valea Putnei (la izvoarele pr. Mănăstirii, în f. Prisăcuci, pe r. Putna, în sectorul dintre Putnişoara şi Glodu); pe *aliniamentul central-vestic*, care aflorează în Valea Sucevei (versantul drept al pr. Falcău şi pe cursul inferior al pr. Cârmaci, în versantul drept al Sucevei la gara Falcău, la izvoarele pr. Ciolotei şi pr. Măgura) şi în Valea Putnei (pe r. Putna la- şi la vest de confluenţa cu pr. Ursoaia, pe cursul superior al pr. Icoana şi pe cursul inferior al pr. Ursoaia) şi pe *aliniamentul vestic* urmărit în bazinul Sucevei (pe pâraiele Cârmaci şi Bodnar şi cursul inferior al râului Brodina, în aval de confluenţa cu pr. Brodinioara) (anexa 4).

Formaţiunea de Hangu (= Formaţiunea cu inocerami)

Pentru prima dată depozitele predominant "calcaro–marnoase" cu impresiuni de fucoide şi inocerami au fost descrise de Macovei şi Atanasiu (1925) în bazinul Bistriţei.

Athanasiu et. al. (1927) denumesc depozitele senoniene care apar pe Valea Bistriţei, la Scăricica, drept "strate cu inocerami". Particularităţile litologice ale "stratelor cu inocerami" sunt identice cu cele ale formaţiunii marnoase descrise de Macovei şi Atanasiu (1925).

Atanasiu (1939) precizează poziţia formaţiunii în coloana stratigrafică, iar în 1943 Atanasiu utilizează pentru „stratele cu inocerami" (sens Athanasiu, 1927) denumirea de "strate de Hangu".

Joja (1952, 1955) separă în cadrul "stratelor cu inocerami" (sens Athanasiu,1927) două orizonturi: "*orizontul inferior*" ce corespunde unităţii litologice a marnelor cu fucoide şi "*orizontul superior*" format din depozite predominant calcaro–grezoase şi ataşează depozitele, cuprinse între şisturile negre şi *"stratele tisaroide"*, Senonianului.

Studiile întreprinse de Ionesi (1961) pun în evidenţă la partea superioară a *"stratelor de Hangu"* (s.l. Atanasiu, 1943; Joja, 1955) o asociaţie de foraminifere mari de tip Paleocen. În consecinţă Ionesi (1961) restrânge noţiunea de "strate cu inocerami" (sens Athanasiu, 1927) la unitatea litologică a marno–calcarelor cu fucoide.

Litostratigrafia

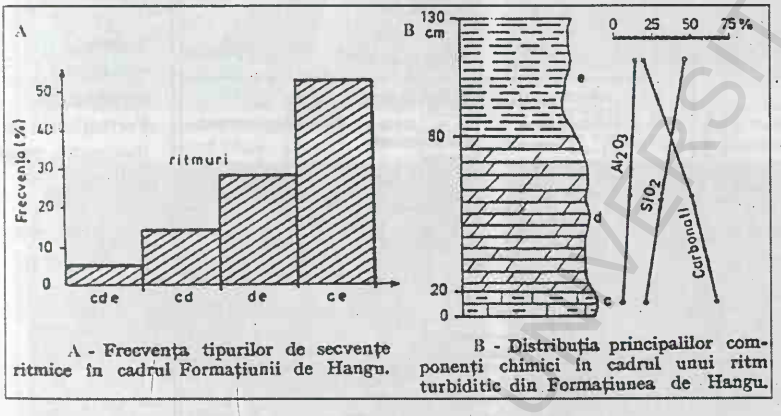
Depozitele Formaţiunii de Hangu s.s. sunt cele mai vechi care apar la zi în regiune, partea lor inferioară nefiind identificată datorită modului de retezare a formaţiunii în procesele geotectonice ulterioare sedimentogenezei.

În literatura de specialitate se consemnează în bazinele sudice Sucevita, Moldovita şi Bistrita în acoperişul Formaţiunii de Hangu, Formaţiunea de Runcu (de tip "Debris flow"), (Bratu, 1975; Ionesi, 1996; Florea 1999; Bogatu, 1999) care ar reprezenta un ciclu de tranziţie între turbiditele pelitice ale Formaţiunii de Hangu şi turbiditele arenitice ale Formaţiunii de Izvor. Cartările efectuate de noi nu ne-au permis să separăm această formaţiune, în deschiderile din zonă dispunându-se în continuitate de sedimentare peste Formaţiunea de Hangu, Formaţiunea de Izvor (sens Ionesi, 1961) (= Stratele de Putna; Joja et al., 1968).

Primele cercetări şi descrieri petrografice din Formaţiunea de Hangu din zona Suceava - Sucevita, sunt efectuate de către Joja (1954, 1955, 1968). Acesta arată că Senonianul se dezvoltă în *„faciesul tipic marginal al marnelor cu Inocerami"* şi este alcătuit din marno-calcare cenuşii-albăstrui cu fucoide, calcaro-gresii vinete-albăstrui, calcare organogene fine, dure, vinete, vinete-cenuşii şi uneori microconglomeratice cu elemente verzi şi alge calcaroase, în strate subţiri sau bancuri de 0,5-1 m. Acestor roci li se asociază intercalaţii de argile şi marne verzi şi cenuşii închise, foioase.

Cercetări petrografice detaliate privind Formaţiunea de Hangu au fost făcute de Grasu et al. (1988) în bazinul Bistriţei, la confluenţa cu pr. Naclad. Aici, autorii analizând depozitele

parastratotipului pe o grosime de cca 150 m din cei cca. 1.000 m ai formațiunii, ajung la concluzia că formațiunea de Hangu este constituită în general din tipuri petrografici de tranziție între gresii și calcare și calcare și argile: calcare grezoase, calcare argiloase, marne și argile calcaroase. Acești termeni sunt constituiți în secvențe ritmice, turbiditice. Studiul microscopic a relevat prezența biosparitelor grezoase, arenitelor litofeldspatice, calcare argiloase, marnelor și argilelor calcaroase. Sedimentologic se remarcă că tipurile litologice sunt asociate în secvențe ritmice normale complete sau incomplete și trunchiate. Se apreciază că ritmurile complete sunt destul de rare (cu termenul bazal arenitic - biosparite grezoase, apoi trece la biomicrosparite cuarțsiltice și se încheie, la partea superioară, cu secvența lutitică alcătuită din calcare argiloase, marne și argile calcaroase), în această situație predominând ritmurile de tipul *cde* normale incomplete și trunchiate, în care secvența arenitic lipsește (fig. nr. 15).



A - Frecvența tipurilor de secvențe ritmice în cadrul Formațiunii de Hangu.

B - Distribuția principalilor componenți chimici în cadrul unui ritm turbiditic din Formațiunea de Hangu.

Fig. nr. 15

Secvențe turbiditice silto-lutitice *cde: secvență turbiditică*

(după Grasu et al., 1988)

Cercetări de dată mai recentă asupra formațiunii senoniene au fost întreprinse în bazinul Suceviței de către Ionesi și Florea (1996), Florea (1999) și Bogatu (1999).

Ionesi și Florea (1996) au urmărit pe Valea Suceviței Formațiunea cu inocerami pe o grosime de cca. 770 m, făcând un studiu complet litostratigrafic, petrochimic și sedimentologic asupra acesteia. Au separat, în funcție de particularitățile litologice, patru membri: *Membrul inferior al marnelor cu Chondrites* (90 m), *Membrul gresiilor cuarțoase curbicorticale* (180 m), *Membrul superior al marnelor cu Chondrites* (100 m) și *Membrul grezo–marno–argilos* (400 m). Referindu-se la aspectele sedimentologice autorii evidențiază faptul că rocile care alcătuiesc Formațiunea cu inocerami formează secvențe, care la rândul lor alcătuiesc ritmuri turbiditice. Din cele trei tipuri de turbidite cunoscute conform opiniei lui Einsele (1992) (TM = Mud turbidites = turbidite de mâl; TS = Sand turbidites = turbidite de nisip; DF = Debris flows = turbidite de claste), în bazinul Suceviței sunt prezente numai turbiditele de tip TM și TS (fig. nr. 16). Aceasta nu înseamnă că din Formațiunea cu inocerami din flișul extern lipsesc turbiditele de claste, fiind consemnate în semifereastra Bistriței către Mirăuță și Mirăuță (1964) și Atanasiu et al. (1984) care în partea inferioară a formațiunii separă un membru cu rudite, în grosime de 25-40 m.

În zona Suceava – Putna – Brodina, Formațiunea de Hangu aflorează în Valea Sucevei și afluenții acesteia, în Valea Putnei și pe o serie din afluenții săi de stânga. Apare invariabil în fruntea Pânzei de Tarcău sau a solzilor Lomul – Scorbura, Bâtca - Glodu, Crucii – Stauina - Sihăstria, Șandru - Măgura Vacii și Solovanu, cu partea inferioară secționată de planul de șariaj al pânzei sau de încălecare a solzilor. Formațiunea este foarte tectonizată și din acest motiv este greu de făcut orizontarea pe care au reușit-o Ionesi și Florea (1996) în Valea Suceviței. Cele mai complete deschideri în depozitele acestei formațiuni le oferă râul Putna, în sectorul dintre confluența cu pr. Putnișoara și pr. Glodu și la confluența cu pr Ursoaia și la vest

de aceasta (fig. nr. 17). În această zonă am recunoscut cei patru membrii identificați în bazinul Sucevița: Membrul inferior al marnelor cu Chondrites, Membrul gresiilor cuarțoase, Membrul superior al marnelor cu Chondrites și Membrul grezo-marno-argilos (fig. nr. 18). Grosimea formațiunii variază de la cca. 700 m pe pr. Măgura, în fruntea Solzului Crucii – Stauina - Sihăstria, la 500-600 m în Valea Putnei, în fruntea solzilor Bâtca - Glodu și Crucii – Stauina - Sihăstria. Este dificil de apreciat grosimea reală datorită gradului mare de tectonizare din zonă (fig. nr. 19).

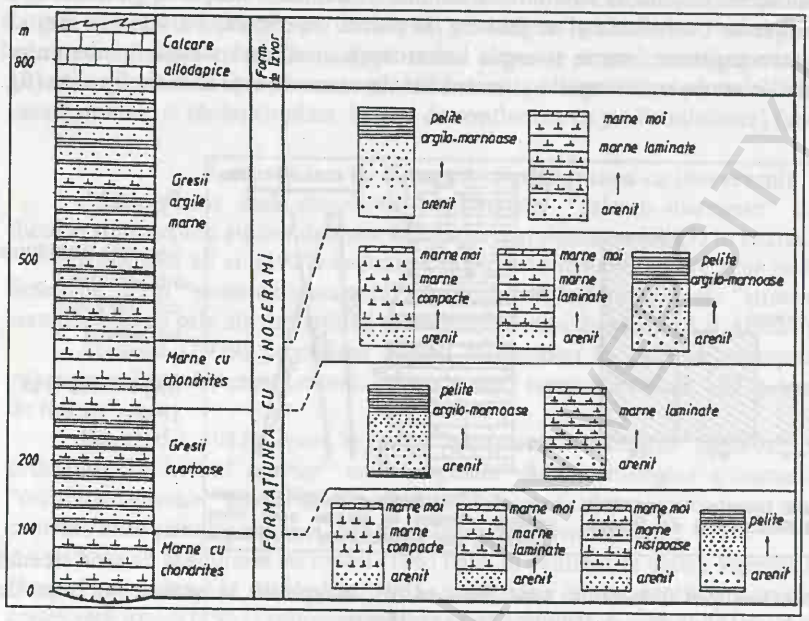


Fig. nr. 16

Secvențe turbiditice separate din Formațiunea cu inocerami, pe pr. Sucevița

(după Ionesi și Florea, 1996)

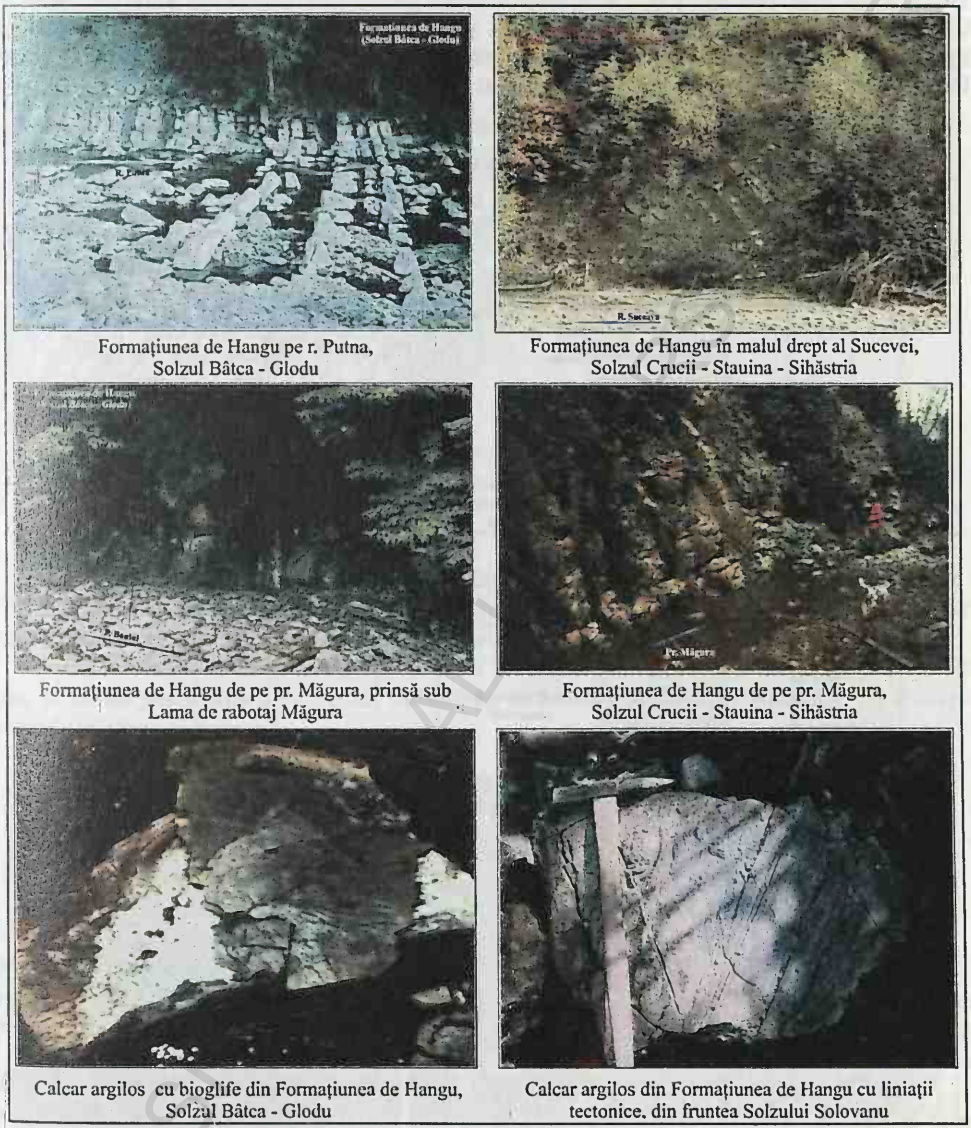
Din punct de vedere litologic, în ansamblu, formațiunea este alcătuită dintr-un un fliș ritmic lutito-arenitic, reprezentat de o alternanță de marne cenușii-albăstrui, cu urme de Chondrites, gresii calcaroase cenușii, diaclazate, gresii micacee cu numeroase fragmente carbonizate, calcare micritice gălbui, microconglomerate și argile cenușii-verzui. În depozitele epiclastice materialul lutito-siltitic predomină asupra celui arenito-ruditic. De obicei se pot urmări cu ușurință secvențele turbiditice, în cazul cărora pe lângă cele de tipul arenit - marne nisipoase - marne, arenit - marne, arenit - lutit (argile și marne) (Ionesi și Florea, 1996), se adaugă uneori secvențe de tipul microrudit (rar rudit) – arenit – lutit (calcare, calcare argiloase, marne și argile).

Membrul inferior al marnelor cu Chondrites a fost cartat în Valea Putnei, la vest de confluența râului Putna cu pr. Putnișoara și la confluența pr. Sihastru cu pr. Măgura. Are o grosime de 70-90 m, fiind alcătuit dintr-o alternanță de marne și calcare argiloase (= „marnocalcare") cenușii-albicioase, cu grosimi de până la 0,80-1 m și cu o structură internă caracteristică, pusă pe seama activității biogene a unor organisme de tipul Chondrites. Aceste roci cu urme de Chondrites, care de altfel apar în proporții diferite la toate nivelele în coloana litologică, reprezintă tipul petrografic care dă nota specifică formațiunii (fig. nr. 20). Materialul arenitic cu totul subordonat apare de regulă în baza stratelor de marne și calcare argiloase.

În ce privește chimismul marnelor și calcarelor argiloase, rezultatele analizelor chimice prezentate de Florea (1999) indică un conținut variabil de $CaCO_3$, între 53,80% și 63,16%, în funcție de compactitatea rocilor (53,80% - în marnele compacte; 62,46% - în marnele laminate

şi 63,16% - în marnele moi). Ceilalţi componenţi înregistrează următoarele valori medii: 5,34% MgCO3; 23,92% SiO2; 4,97% Al2O3; 3.42%Fe2O3; 0,49% S; 29,45% P.C.

Din punct de vedere sedimentologic, depozitele reprezintă turbidite de mâl (Ionesi şi Florea, 1996), ceea ce este în acord şi cu situaţia prezentată de Grasu et al. (1988) privind turbiditele din Formaţiunea de Hangu din bazinul Bistriţei (fig. nr. 15, 16).



Formaţiunea de Hangu pe r. Putna, Solzul Bâtca - Glodu

Formaţiunea de Hangu în malul drept al Sucevei, Solzul Crucii - Stauina - Sihăstria

Formaţiunea de Hangu de pe pr. Măgura, prinsă sub Lama de rabotaj Măgura

Formaţiunea de Hangu de pe pr. Măgura, Solzul Crucii - Stauina - Sihăstria

Calcar argilos cu bioglife din Formaţiunea de Hangu, Solzul Bâtca - Glodu

Calcar argilos din Formaţiunea de Hangu cu liniaţii tectonice, din fruntea Solzului Solovanu

Fig. nr. 17 – Formaţiunea de Hangu în zona Suceava – Putna – Brodina

Membrul gresiilor cuarţoase, cu grosimi de cca. 160-170 m, a fost pus în evidenţă peste marnele cu Chondrites, în valea Putnei. Predomină gresiile cuarţoase cu ciment calcitic, sortare gradată, în strate de 10-40 cm şi mecanoglife de curent pe talpă. Secvenţele arenitice

sunt întrerupte de silto-lutite, în principal marne şi argile, cu grosimi de 10-70 cm. Sedimentologic, se încadrează în categoria turbiditelor de nisip (Ionesi şi Florea, 1996).

Membrul superior al marnelor cu Chondrites a fost identificat în valea Putnei peste gresiile cuarţoase, pe afluenţii de dreapta ai pr. Cârmaci, în versantul drept al Sucevei (în zona confluenţelor cu pr. Falcău şi pr. Ciloloteiaş) şi valea Brodinei. Grosimea membrului este de 120-170 m. Predomină din punct de vedere litologic marnele şi calcarele argiloase cu urme de Chondrites, grupate în ritmuri de tipul arenit - marne sau arenit - lutit (marne şi argile). În marnele şi calcarele argiloase se intercalează gresii cuarţoase, în strate de 30-40 cm. Depozitele reprezintă turbidite de mâl (Ionesi şi Florea, 1996).

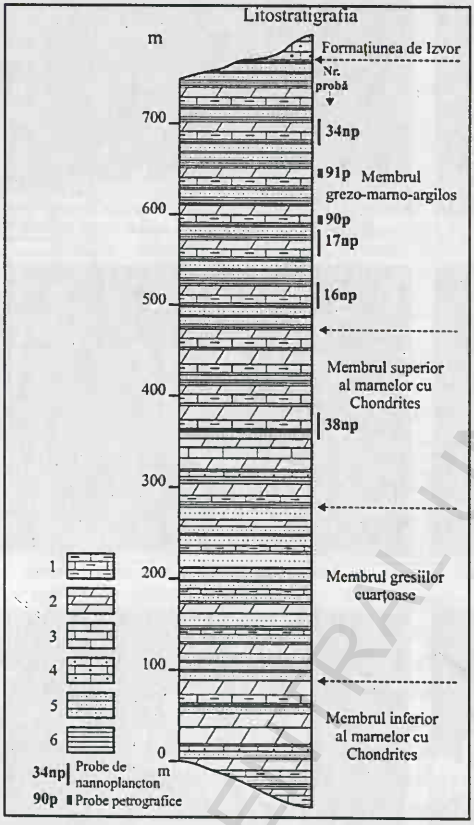


Fig. nr. 18

Coloana litologică a Formaţiunii de Hangu din zona Suceava – Putna – Brodina

1 – calcare argiloase
2 – marne
3 – calcare
4 – gresii calcaroase
5 – gresii cuarţoase
6 – argile

Membrul grezo-marno-argilos a fost separat la partea superioară a succesiunii, sub depozitele formaţiunii de Izvor, cu grosimi de 250-350 m. Litologic este alcătuit dintr-o alternanţă de gresii, calcare argiloase, marne şi argile, subordonat calcare, dispuse în strate care pot atinge uneori şi 1,2-1,5 m.

Gresiile în strate de 30-80 cm predomină asupra materialului silto-lutitic. Macroscopic sunt grosiere, diaclazate, au culori cenuşii, uneori cu tentă verzuie, maronii sau negricioase, prezintă sortare gradată şi hieroglife pe talpă. În masa rocii se pot observa fragmente carbonizate şi uneori paiete de muscovit.

Sub microscop se relevă o masă de granule alogene de cuarţ angular sau subangular (peste 70%), alături de feldspaţi, mică şi litoclaste de cuarţite şi bioclaste de foraminifere. Mineralele autigene sunt dominate de calcitul micritic, rar glauconit, oxixi de fier şi calcedonie. Cimentul este calcitic de pori, uneori calcedonic, diferenţiind două tipuri

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

petrografice: gresii cuarțoase cu ciment de pori calcitic, care fac efervescența cu acidul clorhidric și gresii cuarțoase cu ciment silicios.

Marnele cenușii-albăstrui și calcarele argiloase (= „marnocalcare") cu urme abundente de ichnofaună (Chondrites și Zoophicos), diaclazate, sunt rocile care imprimă nota caracteristică formațiunii. În secțiune subțire se observă o masă brună izotropă, alcătuită dintr-un amestec intim de calcită criptocristalină și argilă care ocupă cca. 80-90% din câmpul secțiunii. În această masă este diseminat cuarț microcristalin și litoclaste de dimensiuni mici (10-15%) (fig. nr. 20). Aceste tipuri litologice reprezintă până la 60% din coloana senoniană (fig. nr. 18).

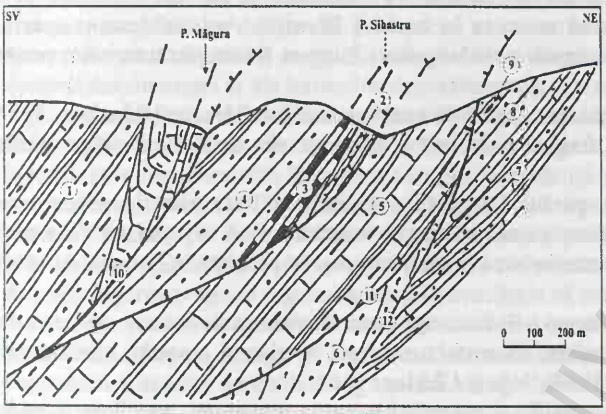


Fig. nr. 19
Formațiunea de Hangu în secțiunea de pe pr. Măgura

1, 5 – Formațiunea de Hangu
2 – Formațiunea de Plopu-Bisericani
3 – menilite
4 – gresii de Kliwa
6 – gresii de Scorbura din Solzul Straja
7 – Formațiunea de Straja
8 – Formațiunea de Sucevița
9 – calcare de Doamna
10 – falia Falcău – Ștef
11 – falia Jijia
12 – falia Boului

Argilele au o participare importantă, fiind intercalate la partea superioară a ritmurilor. Sunt de culoare cenușie sau verzuie și trec uneori în varietăți mai siltice. În suita senoniană sunt frecvente trecerile între argile, argile calcaroase și marne.

Calcarele biomicritice și biosparitice cu bioclaste sunt dispuse în strate de până la 40 cm, la partea superioară a ritmurilor turbiditice. Macroscopic sunt fin granulare, de culoare cenușie sau maronie, dure.

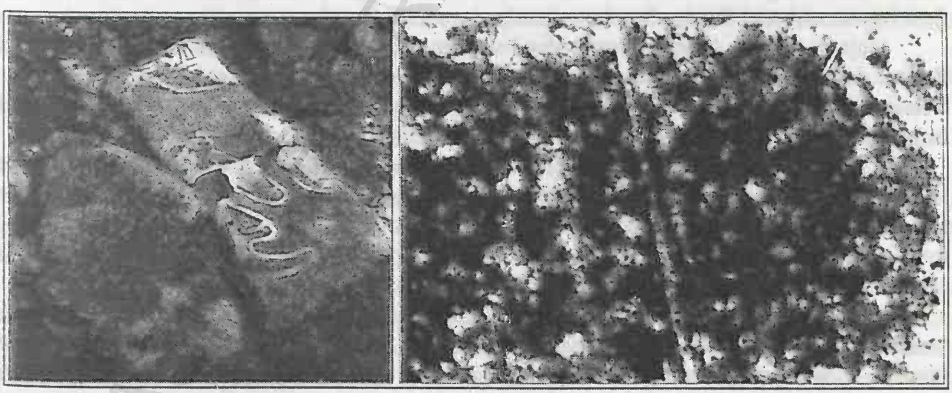


Fig. nr. 20 – Calcar argilos cu Zoophycos din Formațiunea de Hangu, pr. Măgura (în dreapta – calcare argiloase cu de urme de Zoophycos; în stânga – imagine la microscop din calcare argiloase, N+, x32)

În secțiunile subțiri executate din probele prelevate din partea superioară a Formațiunii de Hangu, se distinge o masă autigenă de calcită micritică și sparitică (peste 70%) în care este diseminată fracțiunea alogenă reprezentată de bioclaste (fragmente de alge, radiolari,

spongieri, echinide şi foraminifere, până la 20%), de cele mai multe ori calcitice, rar calcedonice, litoclaste de cuarţite, roci verzi, mică şi cuarţ alogen, angular. Glauconitul se găseşte într-un procent de sub 5%. Noi le-am încadrat în categoria micritelor şi sparitelor cu bioclaste (= calcare bioclastice; Anastasiu, 1977).

Grasu et al (1988) descrie din secvenţe similare biosparite grezoase, alcătuite din material de precipitare chimică şi bioclastic, căruia i se adaugă o componentă epiclastică constituită din litoclaste de compoziţie foarte diversă şi cuarţ.

Biostratigrafia

Vârsta senoniană a fost atribuită depozitelor cu inocerami şi fucoide de Macovei şi Atanasiu (1925), odată cu descrierea acestora în bazinul Bistriţei. Aceştia descriu speciile *Inoceramus balticus* Böhm şi *Inoceramus salisburgensis* Fugg et Kastn, caracteristice pentru Senonian.

Primul care a adus dovezi paleontologice în acest sens a fost Mrazec (fide Joja, 1952; Ionesi, 1971). Mrazec descrie un fragment de *Inoceramus sp.* din depozitele de pe pârâul Bighirea (Piatra Neamţ).

În 1909, Botez găseşte pe pârâul Larga (Tg. Ocna) un exemplar de *Inoceramus salisburgensis* Fugg et Kastn. El menţionează că marno–calcarele fine, cenuşii, cu fucoide şi fragmente de inocerami, sunt frecvente în baza Senonianului şi se prezintă în bancuri de 10-30 cm.

În bazinul Sucevei, zona Suceava - Sucevita, sunt consemnate o serie de cercetări privind asociaţiile de microforaminifere, macroforaminifere, bivalve şi amoniţi, efectuate de către Ştefănescu (1927), Joja et al.(1963), Joja şi Chiriac (1964).

Ştefănescu (1927) citează în gresiile şi marnele ce conţin inocerami, specii de fucoide, printre care *Chondrites intricatus*, *Ch. expansus*, *Ch. furcatus*, *Münsteria osteri*, *M. annulata*, *Taonurus brianteus* şi genul *Halimenites*, atribuind depozitelor vârsta Senonian.

Joja et al. (1963) separă în "stratele de Hangu superioare" o asociaţie de foraminifere atribuită Senonianului superior (zona I cu Globotruncana), identificată pe pâraiele Strujinoasa, Putna şi Sucevita. Dintre taxonii identificaţi enumerăm *Globotruncana arca* Cush, *Gl. lapparenti* Botzen, *Praeglobotruncana ordinaria* Subb, *Cibicides cf. stephensoni* Cush şi dintre speciile aglutinate *Ammodiscus involens* Reuss, *Haplophrgmoides simplex* Fridberg, *Rabdamina discreta* Brady, *Trochmminoides contortus* Grzyb.

Joja şi Chiriac (1964) descriu din "stratele de Hangu", în vechea carieră de pe pârâul Putna, două specii de amoniţi care indică vârsta Coniacian: *Desmoceras ponsianum* de Grosouvre şi *Peroniceras cf. l'épeei* Fallot. Aceştia au fost separaţi la partea superioară a formaţiunii, la cca. 600 m distanţă stratigrafică de baza ei.

Cercetări biostratigrafice asupra depozitelor senoniene ale flişului extern din zonele situate la sud de Sucevita, sau privind ansamblul teritoriului României şi de care nu se poate face abstracţie în demersul nostru, aparţin autorilor Joja (1952, 1964), Cotea şi Balteş (1962), Ionesi (1971), Micu (1973), Micu, Alexandrescu şi Szas (1974), Elena Bratu (1975), Jana Ion et al. (1985) şi Jana Ion et al. (1997).

Joja (1952), în regiunea Agapia–Râşca, determină din "stratele cu inocerami" (Athanasiu, 1927) (= "stratele de Hangu"; Atanasiu, 1943), fucoidele: *Taonurus cf. brianteus* Fischer, *Caulerpites lehmanii*, *Münsteria annulata* şi speciile de inocerami: *Inoceramus salisburgesis* Fugg et Kastn şi *I. lamarki* Park.

În 1962, Costea şi Balteş pun în evidenţă o asociaţie de foraminifere aglutinate şi calcaroase cu *Globotruncana canaliculata* Reuss şi *Gl. linneana* d'Orb, caracteristice pentru intervalul Turonian – Campanian, posibil Maastrichtian superior.

Ionesi şi Tocorjescu (1968) determină o faună bogată de foraminifere calcaroase şi aglutinate, în probele recoltate de pe pârâul Varnita, din partea superioară a Formaţiunii cu inocerami. Printre taxonii identificaţi se numără *Abatomphalus mayorensis* (Bolli),

Globotruncana contusa, *Gl. arca* (Cush), *Gl. stuarti* (Lapp), *Pseudotextularia varians* (Rzh) şi *Eponides bolli* (Cush), ceea ce îi face pe autori să încadreze depozitele respective la Maastrichtianul terminal.

Ionesi (1971) în urma identificării asociaţiei de foraminifere cu *Abatomphalus mayaroensis* (Bolli), formă caracteristică pentru Maastrichtianul terminal, *Globotruncana stuarti* (Lapp) şi *Gl. contusa* (Cush) caracteristice Maastrichtianului, *Globotruncana arca*, specifică intervalului Campanian – Maastrichtian, demonstrează că partea superioară a "stratelor cu inocerami" (sens Athanasiu, 1927) este de vârstă Maastrichtian şi că partea inferioară a acestora nu coboară sub Coniacian.

Micu (1973) şi Micu et al. (1974), pun pentru prima dată în evidenţă în depozitele cretacice ale pânzelor de Tarcău şi Vrancea un microfacies cu *Pithonela ovalis* (Kaufmann). Se menţionează faptul că acest microfacies are o largă răspândire în numeroase regiuni ale domeniului mesogen şi ale bazinelor epicontinentale din nord–vestul Europei, fiind întâlnit cu regularitate în faciesurile calcaroase ale Albianului superior - Cenomanianului şi cu deosebire în cele de vârstă Turonian superior – Senonian inferior. Se afirmă că acelaşi microfacies, identificat în Semifereastra Bistriţa, a fost pus în evidenţă şi în regiunea Sucevita.

Elena Bratu (1975) analizează vârsta părţii superioare a Formaţiunii de Lepşa din bazinul Bistriţei (pr. Runcu, afluent al pr. Cuejdiu) şi pe baza asociaţiei de microforaminifere identificate (*Eponides beisseli, Matanzia varians, Planoglobulina acervulineides, Rugoglobigerina rugosa rugosa*) ajunge la concluzia că aceasta este de vârstă Maastrichtian.

Jana Ion et al. (1985) cercetează asociaţiile de microforaminifere şi dinoflagelate din formaţiunile Lepşa, Hangu şi Horgazu (bazinul Bistriţei), ajungând la concluzia că partea superioară a acestor depozite ating maxim vârsta Paleocen inferior (asociaţia de foraminifere planctonice cu *Subbotina triloculinoides, Globigerina inequispira, Gl. aquiensis, Globoconusa daubergensis*, indică Monţianul inferior şi mediu, iar asociaţia de dinoflagelate cu *Deflandrea speciosa, D. striata, Senoniosphaera inornata, Spiniferites cornutus*, arată intervalul Maastrichtian superior-Danian-Monţian).

Jana Ion et al. (1997) imaginează un model biostratigrafic pentru depozitele cretacic superioare din Dobrogea, Platforma moesică, Carpaţii Orientali şi Carpaţii Meridionali pe baza asociaţiilor de amoniţi, inocerami, foraminifere planctonice, dinoflagelate, polen şi nannoplancton calcaros. Sunt prezentate sintetic, în acord cu biozonările stabilite prin consens internaţional, asociaţiile caracteristice, biozonele şi subzonele în care se încadrează distribuţia taxonilor pe verticală, prima şi ultima ocurenţă şi vârstele asociate.

Inventarul paleontologic al Formaţiunii cu inocerami din flişul extern a fost completat cu cercetări privind conţinutul de nannoplancton calcaros şi semnificaţia sa biostratigrafică.

Filipescu (1936) descrie în premieră din marnele roşii senoniene din regiunea Teleajen - Doftana coccolithophoridae, fără a comenta importanţa lor biostratigrafică.

Pentru teritoriul României au prezentat pentru formaţiunile Cretacic superioare, modele de biozonare pe baza nannoplanctonului calcaros Costea şi Doina Comşa (1979) şi Jana Ion et. al. (1997).

Costea şi Comşa (1979), pe baza asociaţilor de nanofosile puse în evidenţă pe diferite profile din zona flişului Carpaţilor Orientali, Depresiunea Transilvaniei, Depresiunea Panonică, Platforma Moesică şi Platforma Moldovenească, separă în intervalul Vraconian - Maastrichtian nouă biozone, notate de la A la I. Trei din aceste biozone au fost descrise din formaţiunile de fliş:

- zona A – cu *Podorhabdus orbiculofenestrus* (Vraconian inferior - Cenomanian mediu);

- zona H – cu *Lithraphidites quadratus* (Maastrichtian mediu), se caracterizează prin prezenţa taxonului *Tetralithus quadratus* şi dispariţia taxonilor *Markalius inversus* (Deflandre), *Biscutum constans* (Gorka), *Cretarhabdus conicus* (Bramlette et Martini), *Litraphidites carniolensis* (Deflandre), *Microhabdulus stradneri* (Bramlette et Martini);

- zona I – cu *Micula mura* (Maastrichtian superior), mai cuprinde o serie de taxoni precum *Arkhangelskiela cymbiformis* (Vekshina), *Cretarhabdus crenelatus* (Bramlette et Martini), *Eiffelithus turriseifeli* (Deflandre), *Zygodiscus spiralis* (Bramlette et Martini), *Tetralithus goticus* (Deflandre).

Jana Ion et al. (1997) au grupat asociațiile de nannoplancton calcaros în următoarele biozone, considerate caracteristice pentru Carpații Orientali și de Sud:

- Biozona cu *Litraphidites aculeus* – Cenomanian inferior;
- Biozona cu *Corolitium signum* – Cenomanian inferior (partea superioară) - Cenomanian mediu;
- Biozona cu *Microhabdulus decoratus* - Cenomanian mediu (partea superioară) - Turonian inferior;
- Biozona cu *Quadrum gartneri* – Turonian inferior;
- Biozona cu *Eiffelithus eximus* – Turonian mediu;
- Biozona cu *Kamptnerius magniticus* – Turonian superior;
- Biozona cu *Marthasterites furcatus* - Turonian superior - Coniacian mediu (baza sa);
- Biozona cu *Micula decusata* – Coniacian mediu;
- Biozona cu *Micula concava* – Coniacian superior;
- Biozona cu *Reinhardites anthophornus* – Santonian;
- Biozona cu *Lucianorhabdus cayeuxi* – Santonian superior;
- Biozona cu *Calculites obscurus* – Santonian superior - Campanian inferior;
- Biozona cu *Aspidolithus parcus constrictus* – Campanian inferior;
- Biozona cu *Ceratolithoides aculeus* – Campanian mediu;
- Biozona cu *Quadrum sissingii* – Campanian superior;
- Biozona cu *Quadrum trifidium* – Campanian superior - baza Maastricthianului;
- Biozona cu *Arkhangelskiella cymbiformis* – Maastrichtian inferior;
- Biozona cu *Litrphidites quadratus, Micula murus* și *Nephrolithus frequens* – Maastricthianul superior.

Dintre autorii care s-au preocupat de această problemă în zona Suceava - Sucevița îi amintim pe Florea (1999) și Bogatu (1999).

Un studiu aprofundat asupra regiunii situate în vecinătatea sudică a zonei urmărite de noi, a fost efectuat de Florea (1999). Acesta stabilește pentru Formațiunea cu inocerami din regiunea cuprinsă între Putna și Sucevița, următoarele biozone:

- CC_{13} – cu *Lucianorhabdus cayeuxi* – Coniacian;
- CC_{16} – cu *Zigodiscus spiralis* – Santonian;
- CC_{21} – cu *Arkhangielskiella cymbiformis minor* – Campanian;
- CC_{23} – cu *Tetralithus (Quadrum) goticus* – Campanian;
- CC_{25} – cu *Discolithus crucifer* – Maastrichtian;
- NP_1 - cu *Markalius inversus* - Paleocen;

Bogatu (1999) confirmă că biozonarea efectuate de Florea (1999) este valabilă și pentru depozitele senoniene din regiunea Soloneț – Sucevița - Moldovița.

Noi am recoltat din coloana depozitelor senoniene, respectiv din Membrul grezo-marno-argilos și Membrul superior al marnelor cu Chondrites, probele 16np, 17np, 34np și 38np (fig. nr. 18). Din preparatele analizate s-au pus în evidență două asociații de nannoplancton caracteristice pentru Santonian superior - Campanian și Maastrichtian superior.

Din *Membrul sup. al marnelor cu Chondrites* s-a identificat din proba 38np următorii taxoni:

Biscutum constans (Gorka) Perch-Nielsen
Braarudosphaera bigelowi (Gran and Braarud) Deflandre
Litraphidites carnolensis Deflandre
Cretarhabdus conicus (Bramlette et Martini)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Eiffelittes turriseiffeli (Deflandre) Reinhardt
Eiffelithus eximus Reinhardt
Arkhangeskiella cymbiformis minor Vekshina
Lucianorhabdus cayeuxi Deflandre
Lucianorhabdus maleformis Reinhardt
Tetralithus goticus Deflandre.

Asociația este destul de modestă cantitativ și neutră calitativ din punct de vedere biostratigrafic, cu excepția taxonilor *Lucianorhabdus cayeuxi* și *Arkhangeskiella cymbiformis minor*. Taxonul *Lucianorhabdus cayeuxi* conform biozonărilor elaborate de Sissingh (1977) și Perch-Nielsen (1983) marchează limita inferioară a biozonei CC_{16}, caracteristică pentru Santonian superior. *Arkhangeskiella cymbiformis minor* care înregistrează prima apariție în baza Biozonei CC_{21} (Biozona cu *Quadrum sissinghii*). Același taxon este citat de către Mihaela Melinte (1997) în depozite de fliș de vârstă Campanian superior, începând cu Biozona cu *Quadrum sissingii* și până în Biozona cu *Quadrum trifidum* (Campanian superior - posibil Maastrichtian bazal). Costea și Doina Comșa (1979) consideră că prima apariție a taxonului se produce în Campanian (zona F cu *Tetralithus oculeus*) și sunt de părere că acesta evoluează până în Maastrichtianul superior (zona I cu *Micula mura*). De asemenea, se remarcă apariția taxonului *Tetralithus goticus,* care în biozonările lui Verbeek (1977) și Doeven (1983), are o semnificație deosebită caracterizând Biozona cu *Quadrum (Tetralithus) goticum*, biozonă ce corespunde cu CC_{21}. Conform biozonării standard. Perch-Nielsen (1970), se remarcă prima apariție a taxonului în Biozona CC_{21}, pentru ca extincția să aibă loc în Biozona CC_{23}, la partea superioară. Taxonul *Lucianorhabdus maleformis* apare în biozona CC_{12} (pentru care este marcator) și evoluează, după Perch-Nielsen (1983), până în biozona CC_{20}. Crux (1980) menționează prezența aceluiași taxon în depozitele din Anglia de vârstă Coniacian – Campanian, uneori până în baza Maastrichtianului. Comșa și Comșa (1979) citează același taxon de nannoplancton calcaros din depozitele de vârstă Santonian, Campanian și Maastrichtian inferior din Platforma Moesică.

În aceste condiții depozitele cercetate cuprind asociații de nannoplancton din biozonele CC_{16}-CC_{23}, iar intervalul stratigrafic corespunzător este Santonian superior - Campanian superior.

Din *Membrul grezo-marno-argilos* s-au prelevat probele 16np, 17np și 34np, din care s-au pus în evidența următorii taxoni:
Microrhabdulus belgicus Hay and Towe
Watznaueria barnesae (Black) Bukry
Lucianorhabdus cayeuxi Deflandre
Lucianorhabdus arcuatus Deflandre
Arkhangeskiella cymbiformis Vekshina
Chiastozygus platirethus Gartner
Zygodiscus spiralis Bramlette et Martini
Octolithus multiplus (Perch-Nielsen) Romein
Lithraphidites carniolensis Deflandre
Micula decussata Vekshina.

Pe lângă taxonii cu o dezvoltare largă pe verticală și fără semnificații biostratigrafice relevante, apare taxonul *Arkhangeskiella cymbiformis* ce caracterizează zona CC_{25}, ca ultimă ocurență, care conferă acestor depozite vârsta Maastrichtian superior. În acest sens a fost definită de către Sissingh (1977) și Doeven (1983), Sissing fiind foarte restrictiv în ceea ce privește evoluția acestei specii pe care o plasează, la prima ocurență, în baza zonei CC_{22} și anume în Campanianul superior. Mihaela Melinte (1997), referindu-se la taxonul în discuție, consideră că acesta evoluează începând din Maastrichtianul inferior, cu prima ocurență în Zona *Arkhangelliella cymbiformis* și până în baza Danianului, Zona cu *Biantholithus sparsus*.

De asemenea, taxonul *Octolithus multiplus* este citat de către Perch-Nielsen (1983) în faune de nannoplancton calcaros ce apar în baza biozonei CC_{17} şi evoluează până în biozona CC_{26}.

Având în vedere cele menţionate, considerăm că vârsta depozitelor din care au fost prelevate probele este Maastrichtian superior, corespunzător biozonei CC_{25}.

LIMITA CRETACIC - PALEOCEN

Tratarea acestei probleme impune precizarea că cercetările întreprinse asupra stratotipului şi asupra seriilor pelagice continue din ariile geosinclinale de la limita Cretacic – Paleogen, au condus la ataşarea Danianului ca subdiviziune la Paleocen. În această situaţie limita Cretacic – Paleocen se trasează între Maastrichtian şi Danian.

Cercetările efectuate de Joja et. al. (1963) în bazinul Sucevei, i-au determinat ca pe baza asociaţiei cu *Globotruncana arca*, *Gl. lapparenti*, *Cibicides stephensoni* Cush, să atribuie "stratelor de Hangu inferioare" vârsta Senonian superior. "Stratelor de Hangu superioare" li se atribuie vârsta Danian – Paleocen, pe baza faunei cu *Hormosina ovullum* şi *Rzehakina epigona*.

Ionesi (1971, 1975) consideră că asociaţia cu *Abathomphalus mayaroensis* Bolli, *Globotruncana arca*, *Gl. contusa*, *Gl. stuarti* (Lapp.), pusă în evidenţă în Formaţiunea cu inocerami (= stratele de Hangu inferioare, sens Joja, 1963) reprezintă un argument pentru vârsta Coniacian – Maastrichtian. Formaţiunea de Izvor (sens Ionesi, 1966) (= Formaţiunea de Putna; sens Joja, 1968), este plasată de către Ionesi (1971, 1975) în intervalul stratigrafic Danian, ţinând seama de prezenţa asociaţiei cu *Rzehakina fissistomata*.

Ion et al. (1985), Ionesi (1987) şi Ionesi şi Mészáros (1994) explică remanierile de foraminifere şi nannoplancton senoniene în Formaţiunea de Izvor, printr-o scurtă întrerupere a sedimentării la nivelul Paleocenului. Acelaşi punct de vedere îl îmbrăţişează Florea (1999) şi Bogatu (1999) care fac cercetări în bazinul Suceviţei.

Florea (1999) consideră, pe baza nannoplanctonului calcaros determinat din Membrul superior grezo-argilo-marnos în bazinul Suceviţei, că limita Cretacic - Paleocen se poate trasa la partea superioară a „Formaţiunii cu inocerami". În discuţie rămân doar ultimii 30 m din coloana formaţiunii în care fauna este săracă şi asupra căreia sunt controverse privind semnificaţia biostratigrafică.

Punctul de vedere exprimat este confirmat şi de asociaţia de nannoplancton identificată în depozitele care urmează peste Formaţiunea cu inocerami, caracteristică pentru Danianul mediu şi baza Danianului superior. Această opinie o are şi de Bogatu (1999) cu privire la zona Solonet – Sucevita - Moldovita.

În lumina datelor litostratigrafice recente cât şi a faunelor de microforaminifere, asociaţiilor de nannoplancton şi microfloră determinate din formaţiunile cu inocerami, de Runcu (fliş ritmic) şi de Izvor, s-a argumentat plasarea limitei Cretacic – Paleocen la partea superioară a Formaţiunii de Hangu (fig. nr. 21).

În ce priveşte zona Suceava - Putna, având în vedere punctele de vedere exprimate, similitudinea petrografică a depozitelor Formaţiunii de Hangu din zona noastră şi bazinele sudice, în principal Sucevita şi Moldovita şi datele biostratigrafice pe care le-am obţinut noi din formaţiunile de Hangu şi Izvor, considerăm că şi aici limita Cretacic - Paleocen este situată la partea superioară a Formaţiunii de Hangu.

PALEOGENUL

Coloana paleogenă a Pânzei de Tarcău din regiunea Suceava – Putna - Brodina debutează cu Formaţiunea de Izvor (sens Ionesi, 1961) şi se încheie cu Formaţiunea gresiei de Kliwa. Caracteristic pentru evoluţia bazinului paleogen este instabilitatea geotectonică accentuată a acestuia, instabilitate care conduce la modificarea morfologiei şi schiţarea bazinelor interne separate de riduri.

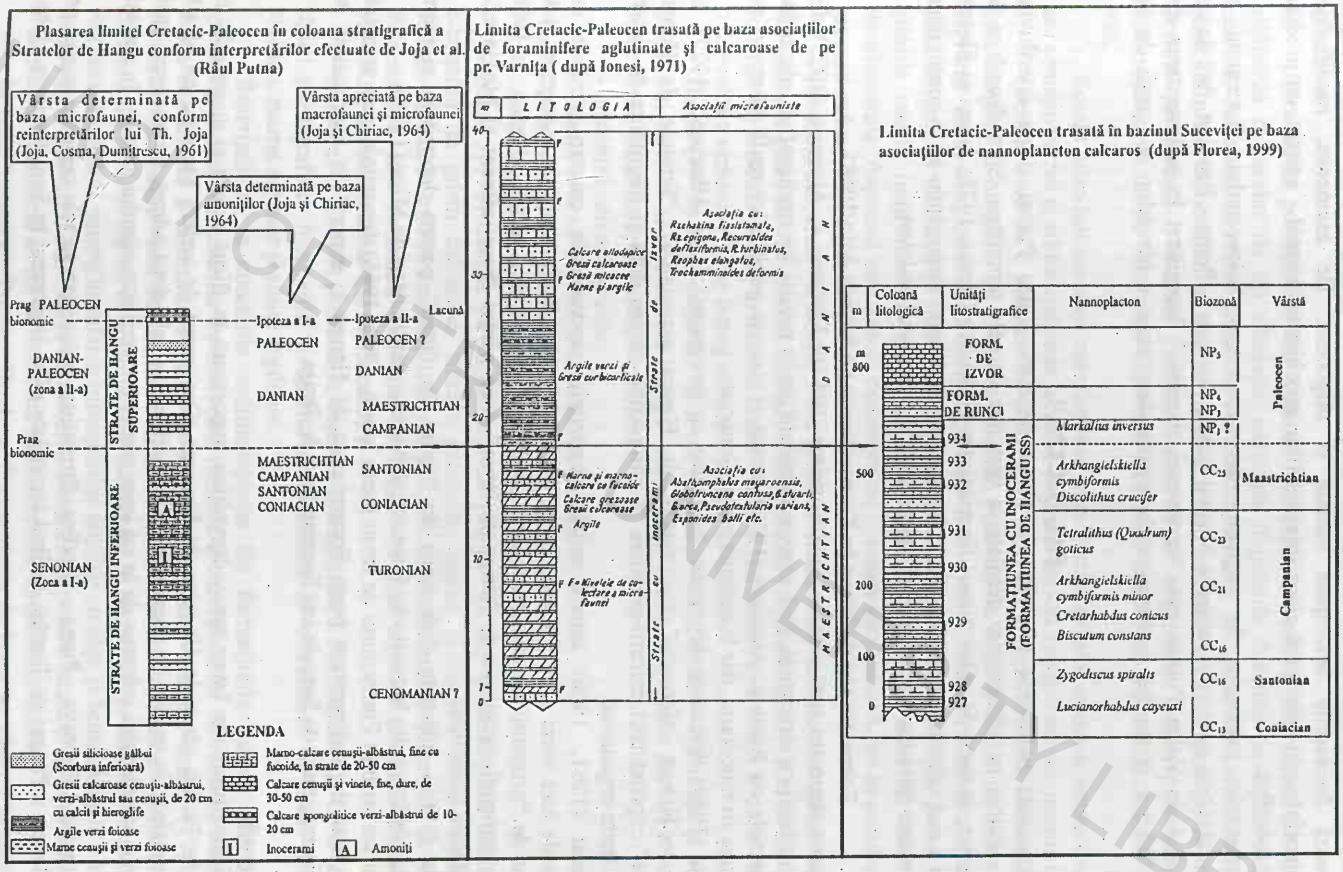


Fig.. nr. 21 – Limita Cretacic - Paleocen în bazinele Putnei (Suceava), Varniţa (afluent al p. Voroneţ) şi Suceviţa (după Joja et al., 1961, 1964; Ionesi, 1971; Florea 1999)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ca o consecință firească se instalează condiții de sedimentare diferite de la vest la est și se formează faciesurile heteropice eocene și oligocene. De asemenea, modificările paleogeomorfologice determină alternanța mediilor geochimice normal - anoxic, cu produse litologice specifice.

Depozitele paleogene în regiune sunt repartizate Paleocenului, Eocenului și Oligocenului. Ceea ce particularizează bazinul nordic Suceava – Putna - Brodina, față de cel situat la sud de Valea Putnei, este "momentul psamitic" înregistrat în sedimentarea din Eocenul inferior și mediu, materializat în marea dezvoltare a nivelelor de gresii de tip Scorbura.

PALEOCENUL

Depozitele paleocene aflorează în Valea Sucevei, Valea Putnei și pe interfluviul Suceava - Putna, pe aliniamente decalate la vest fața de cele senoniene. Spre deosebire de zonele sudice, la nord de valea Putnei Formațiunea de Runcu (Bratu, 1975; Ionesi și Florea, 1999) nu a fost separată, peste depozitele Formațiunii de Hangu dispunându-se în continuitate de sedimentare turbiditele predominant arenitice ale Formațiunii de Izvor.

Formațiunea de Izvor (= Formațiunea de Putna; Joja,1968)

Aceste depozite sunt separate pentru prima dată de Macovei și Atanasiu (1925) din stiva Formațiunii cu inocerami, însă aceștia consideră greșit poziția lor stratigrafică, plasându-le sub marnele cu fucoide. Atanasiu (1939) revine și descrie poziția lor reală în raport cu Formațiunea cu inocerami, dar le atribuie vârsta Senonian.

Joja (1955) divizează depozitele "stratelor cu inocerami" (sens Athanasiu, 1927), în "stratele de Hangu inferioare" și "stratele de Hangu superioare". "Stratele de Hangu superioare" cuprind roci calcaro-grezoase în compoziția cărora intră și fragmente de șisturi verzi și diferite organisme.

Ionesi (1961, 1966) separă inițial depozitele predominant calcaro-grezoase cu fragmente de roci verzi și organisme din partea superioară a Formațiunii cu inocerami, sub denumirea de "orizontul calcaro-grezos cu Lithothamnium și roci verzi", ulterior, în 1966 introduce termenul toponimic de "strate de Izvor" după pârâul Izvor (afluent al Moldovei), unde se găsește stratotipul.

Joja (1968) folosește denumirea de "strate de Putna" pentru depozitele similare Formațiunii de Izvor din bazinul văii Suceava, denumire menținută și de Micu (1979).

Noi am atribuit Formațiunii de Izvor (sens Ionesi, 1961, 1966) depozitele care urmează în continuitate de sedimentare peste Formațiunea de Hangu și suportă în continuitate în acoperiș Formațiunea de Surcele sau Formațiunea de Straja.

Litostratigrafia

Formațiunea de Izvor are o dezvoltare importantă în flișul extern și apare atât în Unitatea de Tarcău cât și în Unitatea de Vrancea. Din punct de vedere litologic nu există diferențe notabile în modul de prezentare a formațiunii în cele două pânze, cu excepția unei descreșteri a caracterului calcaros de la est spre vest și creșterii caracterului arenitic în același sens.

În sectorul Suceava - Putna - Brodina, formațiuni paleocene au fost separate numai pe aria de aflorare a Pânzei de Tarcău, nefiind semnalate până în prezent în Semifereastra Gura-Putnei.

În descrierea stratotipului pe pr. Izvor (Unitatea Humorului) și pr. Ciumârna (Pânza de Tarcău), Ionesi (1961, 1966, 1971) arată că formațiunea se caracterizează prin depozite turbiditice, preponderent calcaroase. Acestea sunt alcătuite dintr-o alternanță de calcare detritice, calcare grezoase, gresii calcaroase, uneori micacee, gresii silicioase subordonat,

gresii glauconitice, conglomerate şi microconglomerate cu elemente de roci verzi, marne şi argile. Rocile care imprimă nota caracteristică acestei formaţiuni sunt calcarele de tip allodapic.

Cercetările petrografice din bazinul Moldovei, pe pârâul Ciumârna, au arătat că la alcătuirea calcarelor de tip allodapic participă fragmente detritice de şisturi verzi, cuarţ, cuarţite, feldspaţi şi resturi organice. Dintre mineralele autigene este menţionată prezenţa glauconitului. Dimensiunile fragmentelor detritice creşte din bază spre partea superioară, stratele prezentând o sortare gradată. Resturile de organisme sunt reprezentate de alge calcaroase, mai rar de briozoare. Cimentul de natură calcaroasă reprezintă cca. 55% din masa roci.

Rocile silto-lutitice sunt reprezentate prin marne siltitice cenuşii, cenuşii-negricioase sau cenuşii-verzui şi siltite argiloase, cenuşii-negricioase sau cenuşii-verzui, uneori foioase.

Gresiile care au o pondere de peste 45%, sunt calcaroase, prezintă hieroglife pe talpă (mecanoglife şi bioglife) şi o sortare gradată. Frecvent în baza stratelor de gresii se separă secvenţe microconglomeratice cu elemente de roci verzi şi frecvente bioclaste, care atunci când materialul calcaros predomină se încadrează la tipul allodapic. Spre partea superioară gresiile conţin impresiuni de plante pe stratificaţie, numeroase paiete de mică şi resturi incarbonizate. Aspectul este uneori curbicortical. Textura este masivă, iar în cazul stratelor de grosimi reduse, rocile pot deveni friabile.

Prezenţa calcarelor allodapice şi a gresiilor calcaroase, însoţite de o gresie alb-verzuie, alb-gălbuie, glauconitică, uneori friabilă, asemănătoare cu gresia de Kliwa, a fost semnalată de Joja (1954) şi Micu (1979) în bazinul râului Putna şi am remarcat-o şi noi în zona cercetată, cu o dezvoltare remarcabilă pe întreg arealul Unităţii de Tarcău.

Dicea (1974) face cercetări în zona Voroneţ - Suha Mică - Plotonița şi separă între „orizontul inferior al stratelor de Hangu" (sens Joja, 1955) şi „stratele de Straja" următoarea succesiune, din bază spre partea superioară:

- *orizontul calcaro-grezos*;
- *nivelul breciei organogene cu Lithothamnium*;
- *orizontul grezo-aleuritic (= stratele de Voroneţ);*
- *nivelul gresiilor silicioase, glauconitice, de tip Scorbura.*

Micu (1979) descrie peste „stratele de Hangu" un fliş grezo-argilos, alcătuit dintr-o alternanţă de gresii calcarose, calcare grezoase, marne şi argile cenuşii-negricioase sau cenuşii-verzui, cu câteva intercalaţii de calcare cu Lithothamnium şi fragmente de şisturi verzi. Succesiunea este denumită "Stratele de Putna" şi este figurată pe foaia Sucevița, scara 1:50.000, editată de către I.G.G. Bucureşti.

Grasu et al. (1988) prezintă în coloana stratigrafică a Formaţiunii de Izvor următoarele tipuri petrografice: biosparite şi sparite cu bioclaste şi extraclaste de roci verzi, micrite siltitice, marne siltitice şi siltite argiloase.

Referindu-se la condiţiile sedimentogene ale formaţiunii, autorii pun în legătură grosimea redusă a ritmurilor cu frecvenţa ridicată a curenţilor de turbiditate, determinată de panta accentuată a taluzului. Privitor la sursa materialului terigen, Ionesi (1971) indică o cordilieră de şisturi verzi de tip vorland, activată în mişcările laramice. Grasu et al. (1988) comentează rolul complex al cordilierelor submerse, în sensul că pe zonele lor axiale ridicate se creează condiţii pentru instalarea biotopurilor recifale cu alge şi briozoare sau a biotopurilor cu spongieri, diversificând sursa de material sedimentar pentru bazin şi că aceste cordiliere, cu o dezvoltare insulară, au rol în formarea anticlinoriilor cu caracter diapir.

În zona Suceava – Putna – Brodina, Formaţiunea de Izvor se găseşte în continuitate de sedimentare peste depozitele senoniene, fiind identificată pe pâraiele Străjii, Humăriei, Calanceni şi Răstoaca Mare (afluenţi de stânga ai Sucevei), Valea Sucevei, pâraiele Ascunsul, Ciolotei şi Cioloteiaş (afluenţi de dreapta ai Sucevei), pâraiele Măgura, Sihastru şi Jiji

(afluenți ai pr. Boului), Valea Putnei, pr. Glodu și pr. Ursoaia (afluenți de stânga ai r. Putna) (fig. nr. 22).

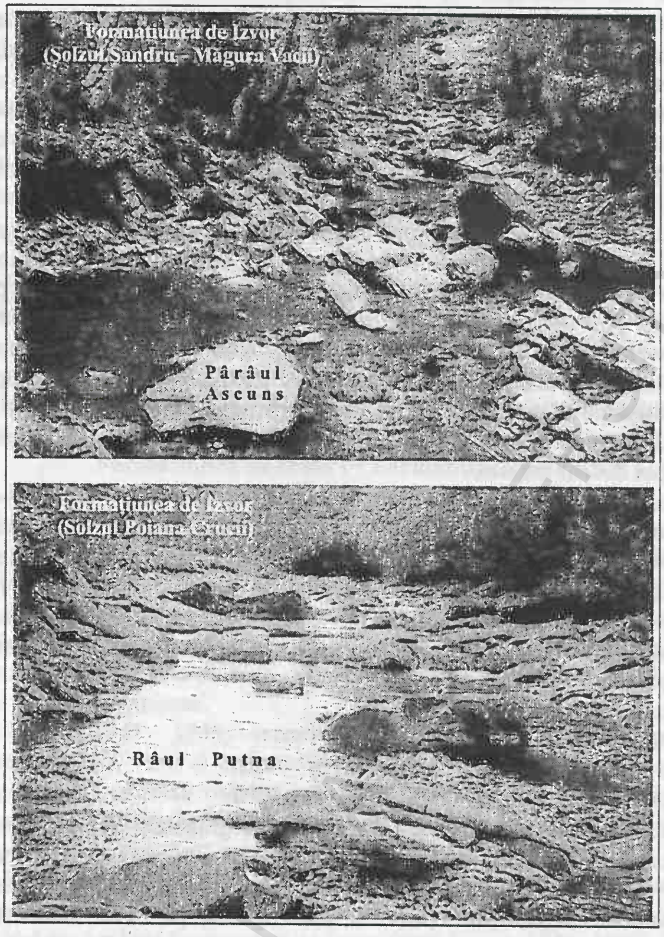


Fig. nr. 22
Formațiunea de Izvor

Sus: *în apropierea confluenței r. Suceava cu pr. Ascuns;*

Jos: *pe pr. Putna, la vest de confluența cu pr. Glodu*

Așa cum am mai arătat, formațiunea are în pat depozitele Formațiunii de Hangu, cu care se găsește în raporturi de continuitate. În acoperiș, de asemenea în continuitate de sedimentare, suportă Formațiunea de Surcele, cu excepția situației din Solzul Crucii – Stauina - Sihăstria, unde în acoperiș vine în contact stratigrafic normal cu depozitele Formațiunii de Straja. Grosimea formațiunii variază de la 110 m în valea Sucevei la 150 m în valea Putnei și pe pr. Humăriei (fig. nr. 23).

Formațiunea este alcătuită din secvențe turbiditice (foarte evidente pe r. Putna, la vest de confluența cu pr. Glodu), constituite din subunități microconglomeratice, în bază, urmate în partea mediană de arenite și apoi, la partea superioară, de silto-lutite. În consecință, în peste 80% din cazurile observate se separă secvențe complete, de tipul *ABCD* (microrudit – arenit – silt – lutit) (fig. nr. 24), mai rar de tipul *BCD* (microrudit – arenit – lutit) sau *BD* (arenit – lutit) (Ionesi, 1971).

Litologic suntem în prezența unei repetiții monotone de strate alcătuite în bază din calcare detritice de tipul calcarelor allodapice (calcare allodapice, Ionesi, 1971; calcirudite și calciarenite, Anastasiu, 1977; biosparite și sparite cu bioclaste și roci verzi, Grasu et al.,

1988), peste care se dispun gresii calcaroase, iar la partea superioară calcare biomicritice şi calcare silicolitice, marne, argile siltice şi argile calcaroase.

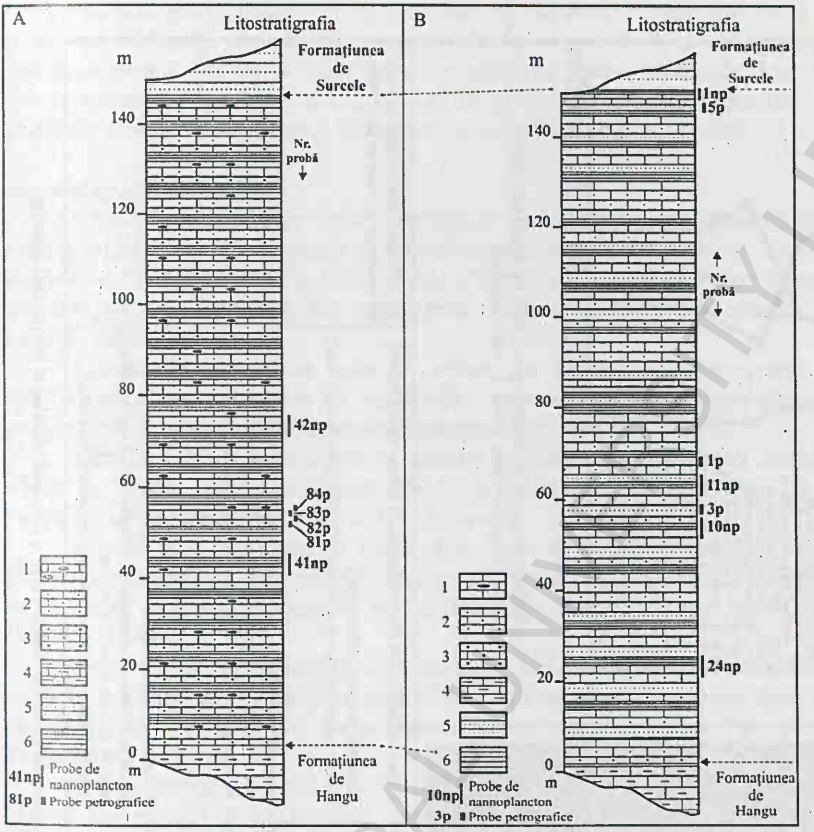


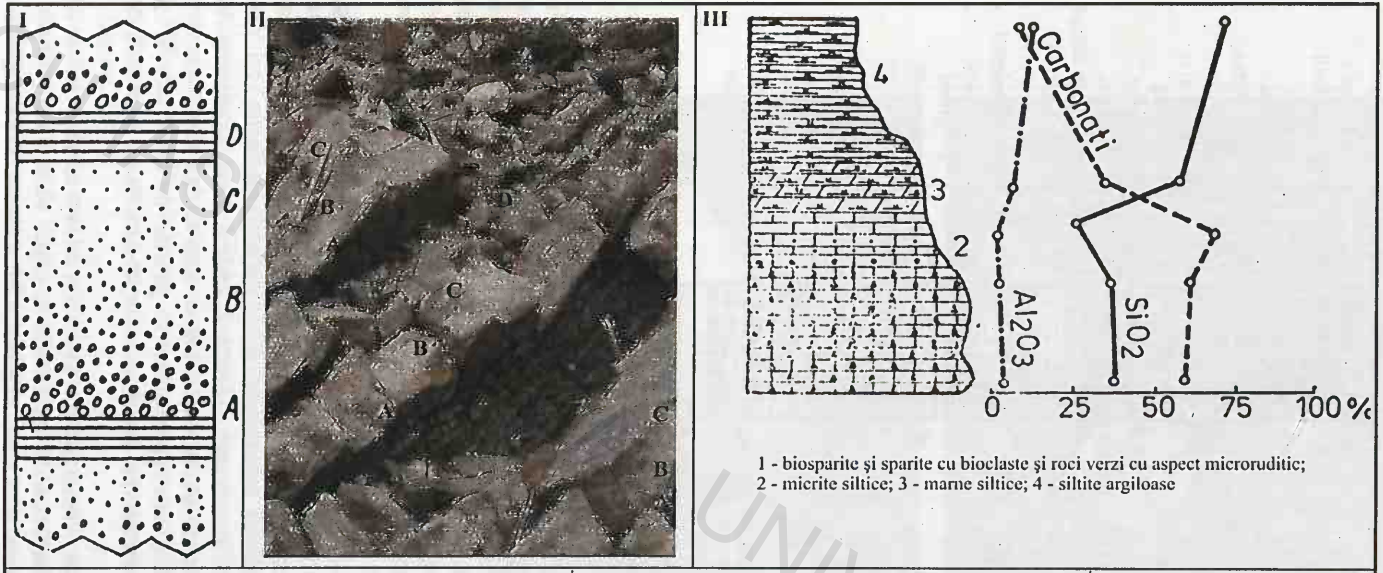
Fig. nr. 23 Coloana litologică a Formaţiunii de Izvor deschisă: A – r. Putna, afluent de dreapta al r. Suceava B – pe pr. Humăriei, afluent de stânga al r. Suceava

1 – biomicrite silicolitice
2 – gresii calcaroase
3 – calcare detritice
4 - calcare argiloase
5 – gresii cuarţoase
6 - argile

Secvenţele debutează de regulă cu calcare detritice cu grosimi de 5-15 cm. Macroscopic au aspect de microconglomerate cu fragmente de roci verzi de dimensiuni milimetrice şi urme de substanţe organice carbonizate. Au culoare cenuşie-verzuie, verzuie-albicioasă-gălbuie sau cenuşie-negricioasă. Această secvenţă (polistrat, Ionesi şi Florea, 1966) trece la partea superioară în fracţiunea arenitică, pe o grosime de 10-30 cm, reprezentată de gresii calcaroase şi calcare grezoase de culoare gălbuie până la cenuşie-negricioasă în spărtură (calcare allodapice, Ionesi 1971).

La microscop se observă o masă autigenă de calcită sparitică care cimentează bioclaste, litoclaste şi cuarţ angular sau subangular. Sporadic, în unele porţiuni din masa rocii, liantul calcitic este înlocuit cu un ciment de natură calcedonic (ciment bazal şi de pori în cazul celui calcitic şi pelicular în cazul celui silicios microcristalin). Materialul bioclastic, cel mai probabil de provenienţă intrabazinală (intraclaste), foarte abundent este reprezentat în principal de alge, briozoare, fragmente de moluşte şi echinoderme. Extraclastele care pot ajunge până la 25-30% din masa rocii sunt reprezentate de granule de cuarţ angular şi subangular, fragmente de roci verzi, cuarţite, mai rar şisturi cuarţito-sericitoase şi granule de feldspat (fig. nr. 25, 26).

Fracţiunea silto-lutitică încheie secvenţa, fiind constituită din calcare micritice siltice cu bioclaste şi calcare biomicritice cu chaille-uri şi marne siltice, argile calcaroase şi argile. Macroscopic, calcarele formează secvenţe de 15-30 cm grosime, de culoare cenuşie, gălbuie



I - Ritm turbiditic din Formaţiunea de Izvor (după Ionesi, 1971)

A - secvenţa microruditicruditică
- calcare detritice de tip allodapic, cu elemente de roci verzi;
- sporadic microconglomerate şi conglomerate.

B - secvenţa arenitică
- gresii calcaroase cenuşi şi cenuşii-verzui, diaclazate;
- calcare grezoase cenuşi şi cenuşii-verzui, diaclazate;
- gresii silicioase sau calcaro-silicioase, glauconitice de culoare albicioasă sau verzuie.

C+D - secvenţa silto-pelitică
- marnocalcare dure, cenuşii, cu fucoide mici;
- marne argiloase cenuşii, negricioase şi verzui;
- argile cenuşii, negricioase şi verzui.

II - Ritm turbiditic din Formaţiunea de Izvor, Valea Putnei

A - secvenţa microruditicruditică
- calcare detritice de tip allodapic, cu elemente de roci verzi;

B - secvenţa arenitică
- gresii calcaroase cenuşi şi cenuşii-verzui, diaclazate;
- calcare grezoase cenuşi şi cenuşii-verzui, diaclazate;

C+D - secvenţa silto-pelitică
- calcare micritice cu bioclaste, cenuşii-verzui, cu chaille-uri;
- marne siltitice cenuşii şi verzui;
- argile şi silturi argiloase cenuşii, negricioase şi verzui.

III - Ritmuri turbiditice în zona de stratotip (Grasu et al., 1988)

Fig. nr. 24 – Secvenţe turbiditice din formaţiunea de Izvor în Valea Putnei, Bazinul Moldovei şi Bazinul Bistriţei

sau negricioasă, la partea superioară frecvent cu silicifieri de tip chaille. Silturile argiloase şi marnoase, dispuse peste calcare pe grosimi de până la 5-10 cm, sunt de culoare verzuie-cenuşie.

BCU Cluj / UNIVERSITY LIBRARY

La microscop se relevă numeroase intraclaste bioclastice (fragmente de foraminifere, spiculi de spongieri, moluşte şi alge), alături de material extrabazinal de dimensiuni siltice (cuarţ, rar feldspaţi), cimentate de o masă calcitică micritică. Spiculi de spongieri sunt în cea mai mare parte calcitizaţi. Chaille-urile sunt alcătuite dintr-o masă calcedonică, în care se pot decela spiculi de spongieri calcitizaţi sau în proces de calcitizare. Rocile se încadrează în categoria biomicritelor siltice şi biomicritelor silicolitice (fig. nr. 27, 28).

Biostratigrafia

Vârsta Formaţiunii de Izvor a constituit o problemă dificilă datorită absenţei speciilor caracteristice în aceste depozite. O serie de autori precum Macovei şi Atanasiu (1925), Athanasiu (1927), Atanasiu (1939), Joja (1955) atribuie depozitelor calcaro-grezoase cu litoclaste de roci verzi şi resturi organogene, similare cu cele ale Formaţiunii de Izvor (sens Ionesi), vârsta Senonian.

Cercetările sistematice care au urmat, au condus la determinarea asociaţiilor de microforaminifere calcaroase şi aglutinate, macroforaminifere, nannoplancton calcaros şi palinomorfe care au permis încadrarea cronostratigrafică a formaţiunii.

Băncilă (1958) semnalează în gresiile subunităţii marginale a unităţii marginale (= Pânza de Tarcău, sens Dumitrescu, 1952), numuliţi de talie mică, ceea ce îl determină să considere că depozitele fac trecerea spre Eocen.

Joja et al. (1963) pun în evidenţă o faună de microforaminifere în Formaţiunea de Hangu superioară cu *Hormosina ovulum* şi *Rzehakina fissistomata* (Grzyb). Microfauna determinată corespunde zonei II cu aglutinate de tip Wadowice, vârsta fiind considerată Danian - Paleocen.

Ionesi (1961, 1966) sintetizând cercetările efectuate în anii 1957, 1958 şi 1959, propune pe baza asociaţiei de foraminifere mari identificată pe pârâul Stoineasa Mică, cu *Discocyclina sp., D. cf. seunesi* Douville, forme neasociate cu numuliţi, vârsta Paleocen inferior pentru Formaţiunea de Izvor.

Alexandrescu şi Bratu (1970) analizează conţinutul microfaunistic al "stratelor de Hangu superioare" şi evidenţiază prezenţa unei microfaune bogate în microforaminifere bogate în microforaminifere aglutinate dintre care menţionăm: *Nodellum velascoense* (Cushm), *Hormosina ovulum* (Grzyb), *Hormosina ovulum gigantea* (Gerach) şi *Rzehakina fissistomata* (Grzyb). Autorii consideră pe baza taxonilor prezentaţi că vârsta formaţiunii în discuţie este Danian - Paleocen.

Ionesi (1971, 1975) pe baza studiilor faunistice întreprinse încă din 1968 pe pârâul Varniţa din bazinul Humorului, semnalează o asociaţie de foraminifere aglutinate cu *Rzehakina fissistomata* (Grzyb), *Rhabdammina discreta* Brady. Datorită faptului că această asociaţie urmează peste zona cu *Abatomphalus mayaroensis* Bolli, caracteristică Maastrichtianului, depozitele ce conţin asociaţia de aglutinate sunt atribuite Paleocenului inferior.

Acelaşi autor pune în evidenţă pe pârâul Stoineasa Mică, sub Formaţiunea de Straja, în blocuri de gresii, o faună de foraminifere mari cu: *Nummulites murchisoni* (Brunner), *N. planulatus*, *N. attacicus* Leym, *N. rotularius* Desh, *Discocyclina douvillei* Schlumb, *D. scalaris* Schlumb şi *Asterocyclina stella* Gümbel. Vârsta atribuită depozitelor pe baza faunei cu numuliţi şi taxonului de *Discocyclina cf. seunesi* neasociat cu numuliţi este Ilerdian.

Dicea (1974) pe baza unei bogate asociaţii de microforaminifere majoritar aglutinate caracterizată prin prezenţa taxonilor *Rzehakina fissistomata* (Grzyb), *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Nodellum velascoense* (Cush) şi *Hormosina ovulum* (Grzyb) şi a unor paralelizări riguroase, consideră că depozitele analizate revin ca vârstă Danianului (ca etaj din baza Paleogenului) şi Paleocenului în totalitatea sa.

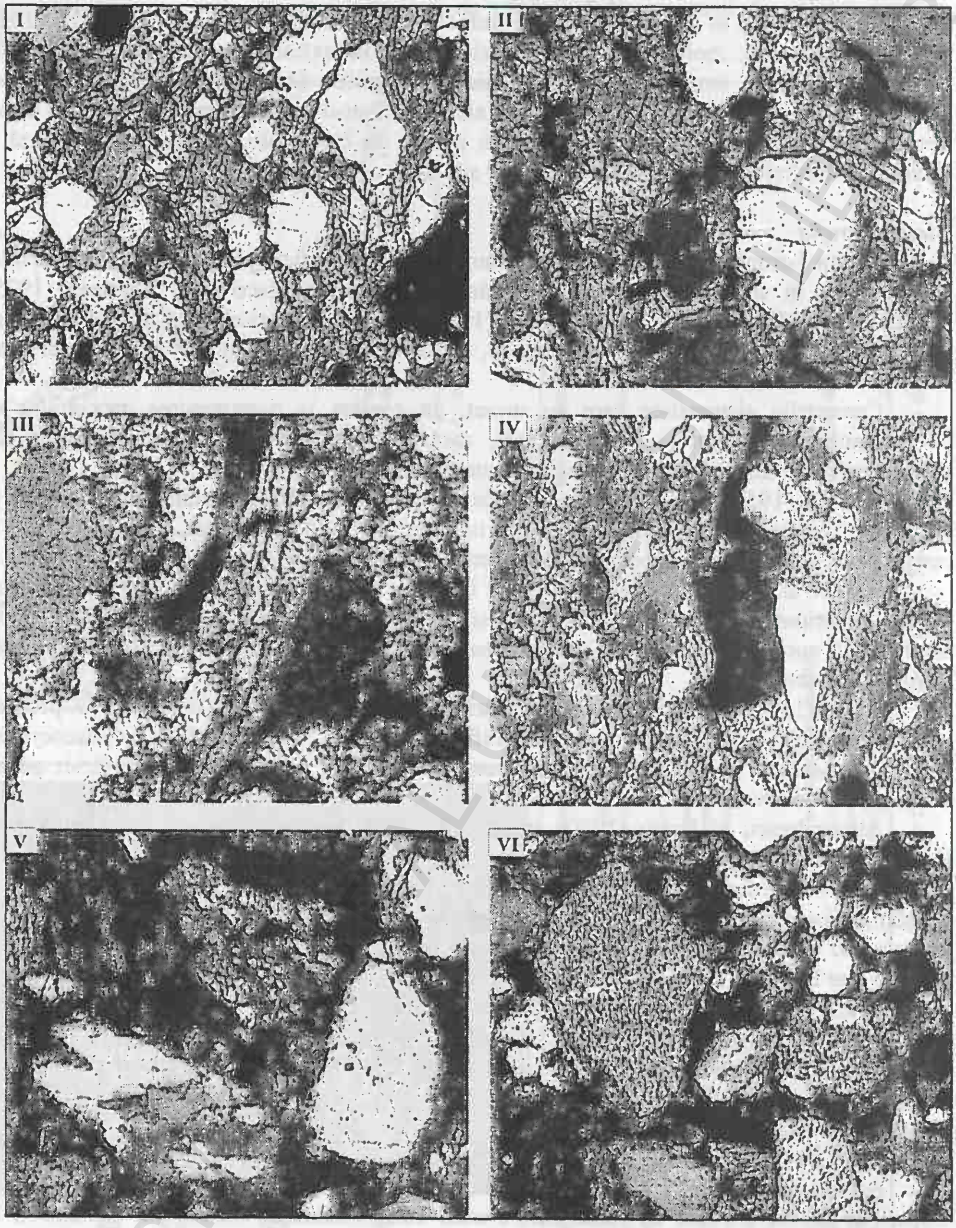


Fig. nr. 25 – Formațiunea de Izvor
Secvența A din ritmul turbiditic microrudit – arenit – siltolutit
Imagini la microscop din calcarele detritice (= calcare allodapice)
(Câmpuri: I, II - extraclaste de cuarț în ciment bazal de calcită sparitică, N+, x100, x200; III, IV – substituiri ale cimentului bazal calcitic cu ciment de pori calcedonic, N+, x200; V, VI – litoclaste de cuarțite și fragmente de roci verzi, N+, x200)

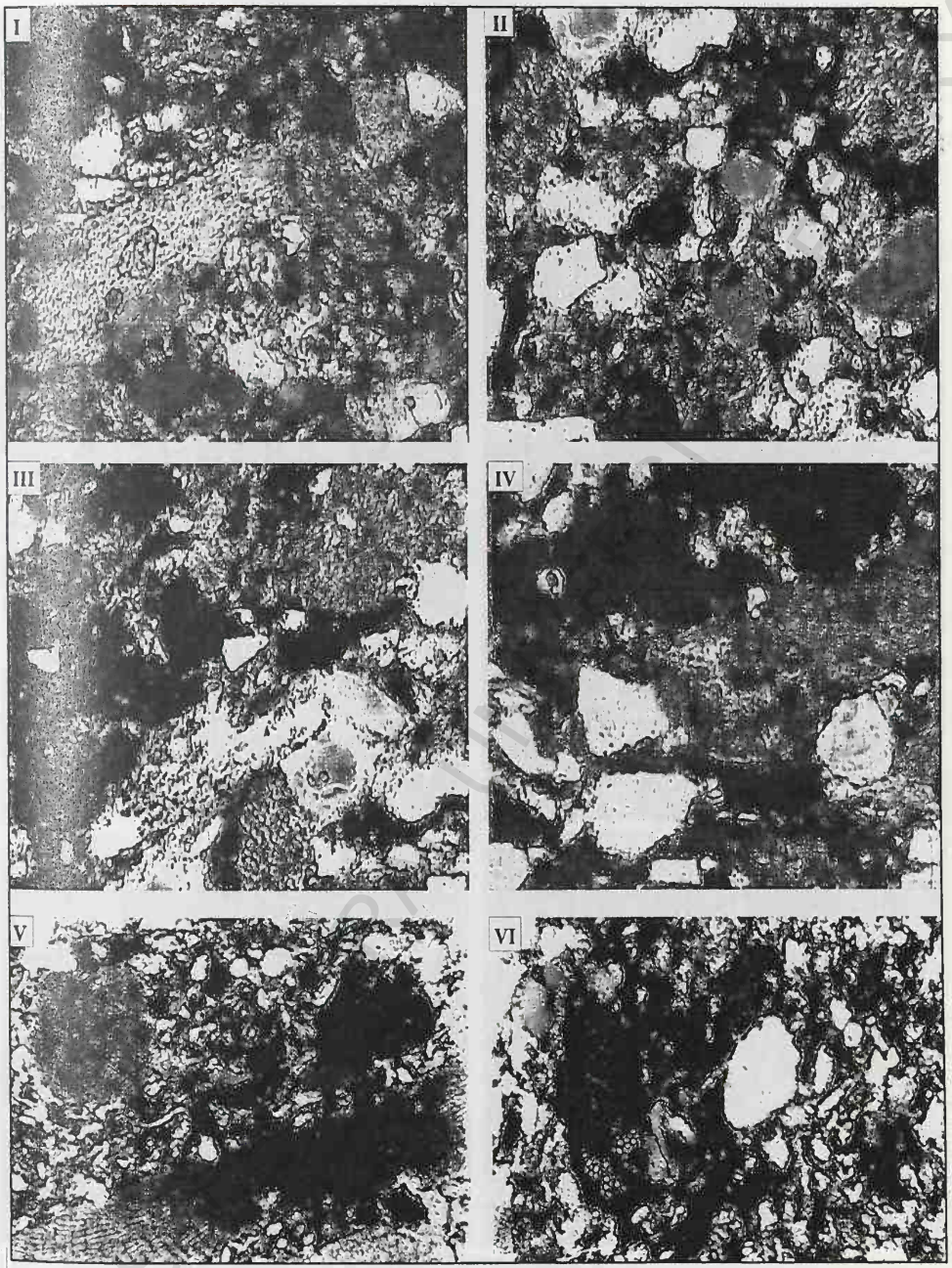


Fig. nr. 26 – Formațiunea de Izvor
Secvența A din ritmul turbiditic microrudit – arenit – siltolutit
Imagini la microscop din calcarele detritice (= calcare allodapice)
(Câmpuri: I, II – extraclaste de cuarț, litoclaste de cuarțite și fragmente de alge, N+, x200; III. IV – fragmente de alge și extraclaste de cuarț, N+, x200; V, VI – fragmente de Lithotamnium, N-, x200)

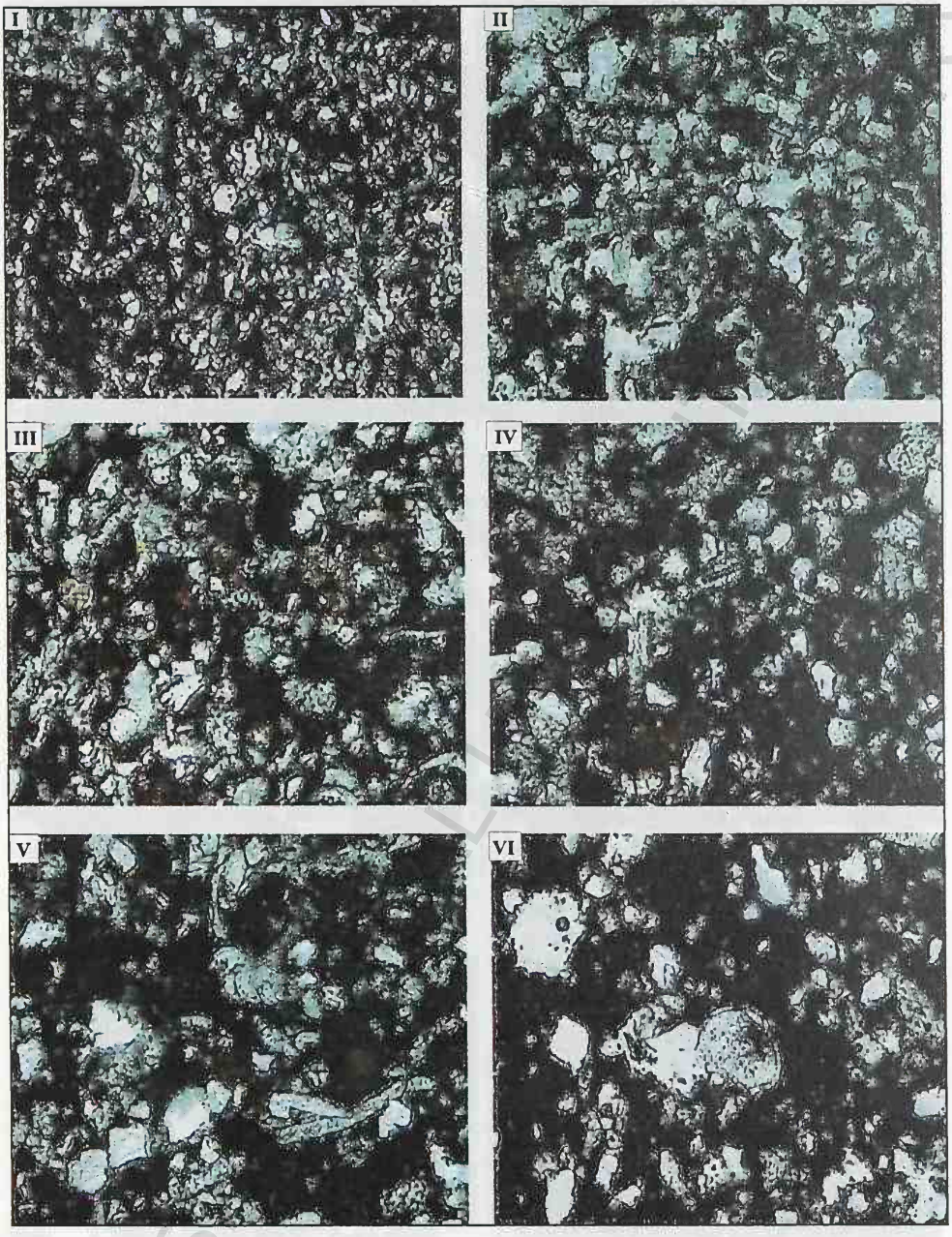


Fig. nr. 27 – Formaţiunea de Izvor
Secvenţa B din ritmul turbiditic microrudit – arenit – siltolutit
Imagini la microscop din biomicrite siltice şi biomicrite
(*Câmpuri: I, II – cuarţ siltic şi bioclaste prinse într-o masă de calcită micritică şi oxizi de fier, N+, x32, x100; III, IV, V, VI – bioclaste de spiculi de spongieri, foraminifere şi alge, extraclaste de cuarţ, cuarţite şi feldspaţi prinse într-un ciment de calcită micritică şi oxizi de fier, N+, x100*)

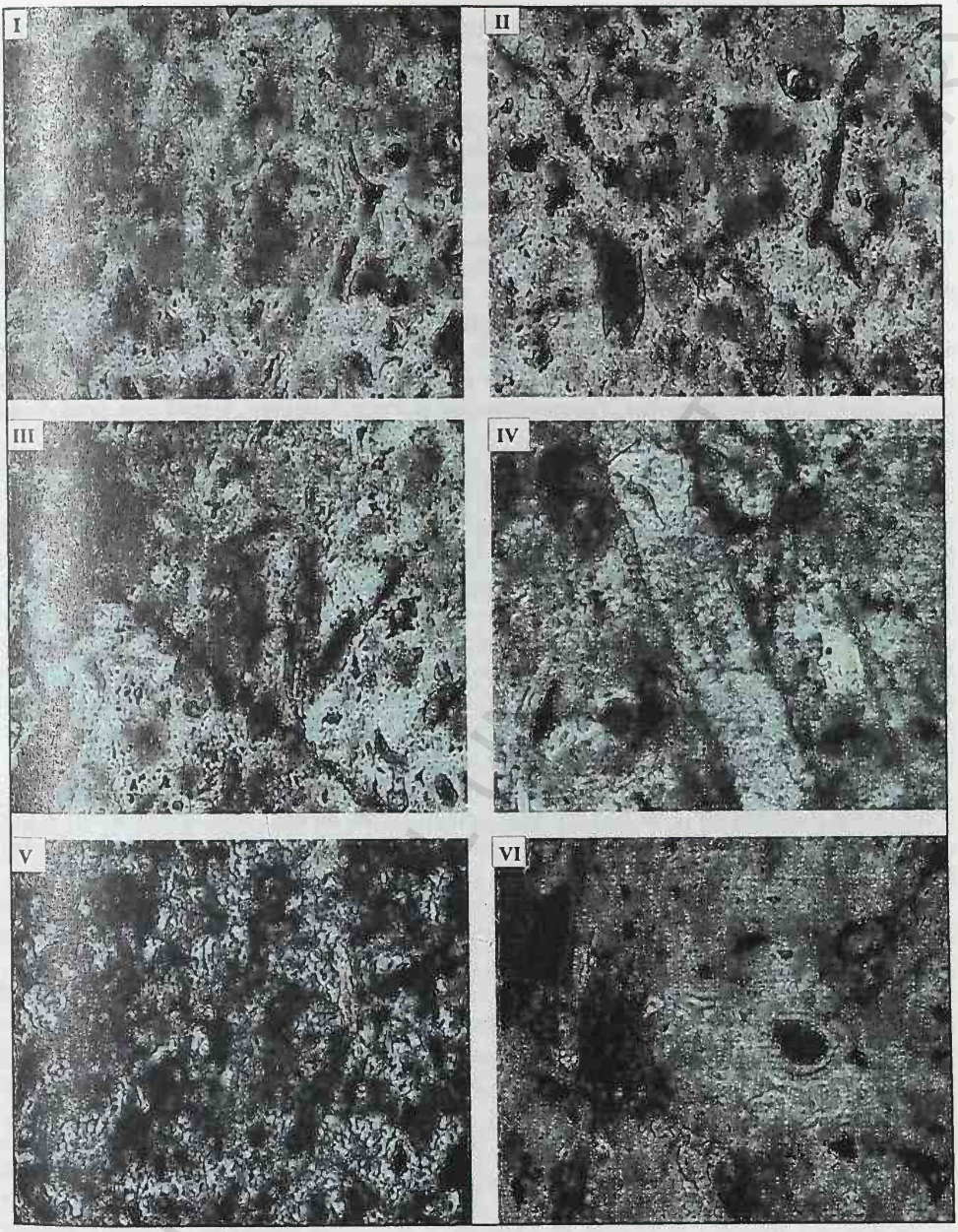


Fig. nr. 28 – Formațiunea de Izvor
Secvența C + D din ritmul turbiditic microrudit – arenit – siltolutit
Imagini la microscop din micrite cu bioclaste și micrite silicolitice
(*Câmpuri: I, II, III, IV, VI – masă de calcită micritică cu fragmente de alge și material bioclastic intens transformat, N+, x200; V – masă de calcedonie cu spiculi de spongieri calcitizați, N+, x200*)

BCU IAȘI

Elena Bratu (1975) analizând conținutul microfaunistic al Formațiunii de Runcu, separată între formațiunile cu inocerami și Izvor, pune în evidență o serie de asociații cărora le atribuie următoarele semnificații:

- asociația II – cu *Rhabdammina cylindrica cylindrica, Carpathiella ovulum, Bodanoricziella complanata, Anomalina danica, Subbotina triloculinoides, Subbotina pseudobulloides* – vârsta Danian - Monțian;
- asociația III – cu *Morozorella angulata, Subbotina triloculinoides, Cystamminella psedopauciloculata* – vârsta Paleocen mediu;
- asociația IV – cu *Rhabdammina discreta, Rzehakina, Carpathiella ovulum, Karreriella* – vârsta Paleocen superior;

Olaru (1974, 1978) analizează microflora din Formațiunea de Izvor în sectorul central al Carpaților Orientali și semnalează diferențele dintre formațiunile cretacice și cele paleocene. Apreciază microflora Formațiunii de Izvor ca fiind mai heterogenă, caracterizată de prezența elementelor de tip Normapolles, Postnormapolles și Prearctoterțiare. Vârsta este considerată paleocenă.

Ionesi și Mészáros (1995) cercetând nannoplanctonul calcaros din Formațiunea de Straja, fac referiri și la asociația de nannoplancton din partea terminală a Formațiunii de Izvor, probele fiind prelevate din versantul stâng al văii Bistriței, în aval de confluența cu pârâul Stejaru (holostratotipul Formațiunii de Straja). A fost identificată o asociație bogată cu: *Discoaster multiradiatus, Marthasterites tribrachiatus, Marthasterites bramletti, Sphenolithus anarrhopus, Rhabdosphaera truncata, Imperiaster obscurus, Tovveius pertusus, Tribrachiatus ortostilus.* Privitor la semnificația biostratigrafică autorii evidențiază că: *Discoaster multiradiatus* marchează limita inferioară a Biozonei NP_9 și se stinge în NP_{10} (după majoritatea autorilor) sau în NP_{11} (Bukry 1972, 1973; Bratu și Gheța 1972); *Marthasterites tribrachiatus* apare în partea mediană a Biozonei NP_{10} și se menține până la finele Biozonei NP_{12}; *Marthasterites bramletti* își face apariția tot în Biozona NP_{10}.

Coexistența taxonilor menționați demonstrează că partea terminală a Formațiunii de Izvor revine Biozonei NP_{11}, cu precizarea că ceilalți taxoni nu contravin acestei datări și prin urmare limita Paleocen - Eocen (trasată de către Cavelier și Pomerol 1986 în cuprinsul părții inferioare a Biozonei NP_9) se găsește la partea superioară a Formațiunii de Izvor.

Florea (1999) analizând conținutul în nannoplacton al Formațiunii de Izvor din zona Sucevița-Putna și semnificația biostratigrafică al acestuia, pune în evidență taxoni caracteristici pentru biozonele NP_5-NP_9, care indică vârsta Paleocen și biozonele NP_{10}-NP_{11} caracteristice pentru Eocenul inferior. Printre taxonii identificați din depozitele care aflorează în versantul stâng al pr. Sucevița și cursului superior al Putnișoarei și care justifică separarea biozonelor amintite, se numără: *Fasciculithus tympaniformis* (Hay et Mohler), *Markalius inversus* (Deflandre) Bramlette et Martini, *Chiasmolithus danicus* Brotzen, *Neococcolithus protenus* Bramlette et Sullivan, *Heliorthus concinus* (Martini), *Chipragmalithus alatus* (Bramlette et Sullivan), *Heliolithus riedeli* Bramlette et Sullivan, *Micrantholithus pinguis* Bramlette et Sullivan, *Rhabdosphaera sp., Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel), *Discoaster salisburgensis* Stradner, *Rhabdosphaera truncata* Bramlette et Sullivan, *Coccolithus pelagicus* (Walich) Schiller, *Ericsonia ovalis* Black, *Pontosphaera plana* Bramlette et Sullivan, *Discoaster binodosus* Martini, *Discoaster falcatus* Bramlette et Sullivan.

Noi am recoltat din depozitele Formațiunii de Izvor 6 probe (1np, 10np, 11np, 15np, 24np, 41np și 42np), distribuite în partea inferioară, mediană și superioară a coloanei litologice.

Din partea inferioară și mediană a coloanei a fost determinată o asociație caracterizată de prezența următorilor taxoni:

Fasciculithus tympaniformis (Hay et Mohler)

Fasciculithus ulii Perch-Nielsen
Chiasmolithus danicus Brotzen
Chiasmolithus consuetus Perch-Nielsen
Neococcolithus protenus Bramlette et Sullivan
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller
Chipragmalithus alatus (Bramlette et Sullivan)
Heliolithus riedeli Bramlette et Sullivan
Discoaster multiradiatus Bramlette et Riedel
Discoaster falcatus Bramlette et Sullivan
Discoaster salisburgensis Stradner
Micrantholithus pinguis Bramlette et Sullivan
Toweius pertusus Mohler
Sphenolithus primus Perch-Nielsen

În probele prelevate din partea inferioară a formațiunii se remarcă prezența taxonului *Fasciculithus tympaniformis* care marchează limita inferioară a biozonei NP_5. Acesta se dezvoltă doar până în partea superioară a biozonei NP_9 (Perch-Nielsen, 1983). De asemenea *Neococcolithus protenus* își face apariția la nivelul aceleiași biozone, NP_5, încheindu-și evoluția în biozona NP_{12}. Taxonul *Chiasmolithus danicus* este și el prezent în intervalul stratigrafic cercetat dispărând la finele biozonei NP_6. Taxonul *Fasciculithus ulii* debutează în biozona NP_4, partea superioară și evoluează până în partea superioară a biozonei NP_5, rar până în baza biozonei NP_6 (Perch-Nielsen, 1983). Taxonul *Toweius pertusus* apare pentru prima dată în biozona NP_6 și se dezvoltă până în biozona NP_{11}, partea mediană, când are loc extincția (Perch-Nielsen, 1983). Considerăm că asociația menționată cuprinde taxoni din biozonele NP_5 și NP_6 și în consecință depozitele în cauză pot fi atribuite Paleocenului superior - Thanețianului inferior.

Probele recoltate din partea mediană a Formațiunii de Izvor conțin specii a căror semnificație biostratigrafică este fără echivoc. Astfel, *Heliolithus riedeli* este specia care definește la partea inferioară, prin prima sa apariție, biozona NP_8. *Discoaster multiradiatus* definește biozona cu același nume (conform clasificării standard - NP_9), partea inferioară. Acesta își continuă evoluția doar până în biozona NP_{11}. *Discoaster falcatus* apare începând cu biozona NP_8 și se mai regăsește doar în biozonele NP_9 și NP_{10} când are loc extincția speciei. *Discoaster salisburgensis* apare pentru prima dată în treimea superioară a biozonei NP_9 și se stinge în biozona NP_{12}. Taxonul *Fasciculithus tympaniformis* are extincția, așa după cum am menționat, la finele biozonei NP_9.

Datele prezentate permit încadrarea intervalului stratigrafic cercetat între biozonele NP_6 și NP_9. În corelarea stratigrafică a Paleogenului, Cavelier și Pomerol (1986) trasează limita între Paleocen și Eocen, în cuprinsul părții inferioare a Biozonei NP_9, care corespunde cu apariția primilor numuliți. În această idee, în conformitate și cu poziția exprimată de Florea (1999), limita în zona noastră s-ar putea trasa în partea mediană a Formațiunii de Izvor, la cca. 80-100 m peste depozitele Formațiunii de Hangu.

Din partea superioară a formațiunii, de la cca. 1 m grosime stratigrafică sub gresiile de Scorbura, din Formațiunea de Surcele, s-au pus în evidență următorii taxoni:

Marthasterites tribrachiatus (Bramlette et Riedel)
Discoaster salisburgensis Stradner
Rhabdosphaera truncata Bramlette, Sullivan
Coccolithus pelagicus (Walich), Schiller
Ericsonia ovalis Black
Discoaster binodosus Martini
Discoaster falcatus Bramlette et Sullivan
Sphenolithus anarrhopus Perch-Nielsen
Neococcolithus protenus Bramlette et Sullivan

Toweius pertusus Mohler.

Remarcăm față de asociația prezentată anterior apariția unor noi taxoni și anume:

- *Marthasterites tribrachiatus* care apare în partea mediană a biozonei NP_{10} și are extincția într-un interval de timp scurt, în partea finală a biozonei NP_{12};

- *Discoaster binodosus* identificat la prima apariție și care se dezvoltă din biozona NP_9 până în biozona NP_{15}, când are loc extincția;

- *Discoaster deflandrei* care apare în biozona NP_{11} și continuă până în biozona NP_{21}, uneori până în NP_{25};

- *Discoaster falcatus* își continuă evoluția din biozonele NP_8 și NP_9 până în biozona NP_{10} (Perch-Nielsen, 1983) sau până la jumătatea Biozonei NP_{12} (Bratu și Gheța, 1972);

- *Sphenolithus anarrhopus* își face apariția, pentru prima dată în biozona NP_6, partea mediană și se dezvoltă până în biozona NP_{11}, partea mediană (Perch-Nielsen, 1983). Acest taxon este citat de către Ionesi și Mészáros (1995) în partea terminală a Formațiunii de Izvor din bazinul văii Bistriței.

Speciile de nannoplancton menționate pot fi atribuite biozonelor NP_{10} și NP_{11}, caracteristice Ypresianului inferior. Analizând semnificația biostratigrafică a asociației determinate, considerăm că Formațiunea de Izvor se încadrează intervalului stratigrafic Paleocen (biozonele NP_5-NP_9) – Eocen inferior (NP_{10}-NP_{11}).

LIMITA PALEOCEN - EOCEN

În abordarea discuțiilor asupra limitei Paleocen - Eocen se disting două curente de opinii care au determinat încadrarea depozitelor Formațiunii de Straja fie Paleocenului superior, fie Eocenului inferior.

În argumentarea primului punct de vedere, o importanță deosebită o are nivelul de foraminifere mari pus în evidență la Frasin în bazinul Moldovei de către Ionesi (1966) și Tocorjescu și Ionesi (1973). Astfel, peste Formațiunea de Straja, în baza Formațiunii de Tazlău, autorii menționați au determinat o faună de microforaminifere cu *Globorotalia triloculinoides*, *Gl. angulata*, *Globigerina triangularis*, *G. pseudobulloides* care atestă vârsta Paleocen superior. Această asociație se găsește până la doi metri sub nivelul cu foraminifere mari cuisiene (cu *Nummulites burdigalensis*, *N. aquitanicus*, *N. partschi*). Ca atare, pe baza acestor asociații s-a concluzionat că limita Paleocen - Eocen se plasează în cuprinsul părții inferioare a Formațiunii de Tazlău, la cca. 80 m deasupra Formațiunii de Straja. Ionesi (1974) ținând seama de constanța litologică a acestei formațiuni conchide că situația se poate generaliza și în faciesurile estice, la nivelul Formațiunii de Sucevița.

În 1987, Ionesi revine asupra problemei limitei Paleocen - Eocen în flișul extern carpatic, reliefând dificultățile în delimitarea Paleocenului în Litofaciesul de Doamna. Foraminiferele mari denotă că limita Paleocen - Eocen este cuprinsă în depozitele Formațiunii de Izvor, însă poziția faunelor nu este precizată riguros din punct de vedere geometric. De asemenea microforaminiferele aglutinate din aceste depozite nu permit precizări biostratigrafice.

Datele privind nannoplanctonul calcaros din Formațiunea de Izvor (Ionesi și Mészáros, 1995) au permis trasarea limitei în partea superioară a Formațiunii de Izvor. În plus, Florea (1999) studiază nannoplanctonul din regiunea situată la sud de zona cercetată de noi, Putna-Sucevița și aduce argumente care permit trasarea limitei Paleocen - Eocen în partea mediană a Formațiunii de Izvor, la cca. 130 m față de Formațiunea de Runcu (fig. nr. 29).

În consecință, având în vedere noile date vom trata Formațiunea de Straja în cadrul depozitelor eocene.

EOCENUL

La nivelul Eocenului în bazinul flișului extern sedimentarea a fost diferită în timp și spațiu, luând naștere litofaciesurile heteropice. În ce privește cauza diferențierii sedimentării,

toată lumea este de acord că aceasta se datorează instalării unui regim geotectonic cu o dinamică accentuată în raport cu Cretacicul superior. Mobilitatea bazinului s-a tradus prin formarea cuvetelor (bazinelor interne), separate de cordiliere (riduri) şi multiplicarea ariilor sursă. Prezenţa cordilierelor este unanim acceptată, ceea ce rămâne în discuţie fiind poziţia acestora şi momentele tectogenetice responsabile de ridicarea/reactivarea acestora.

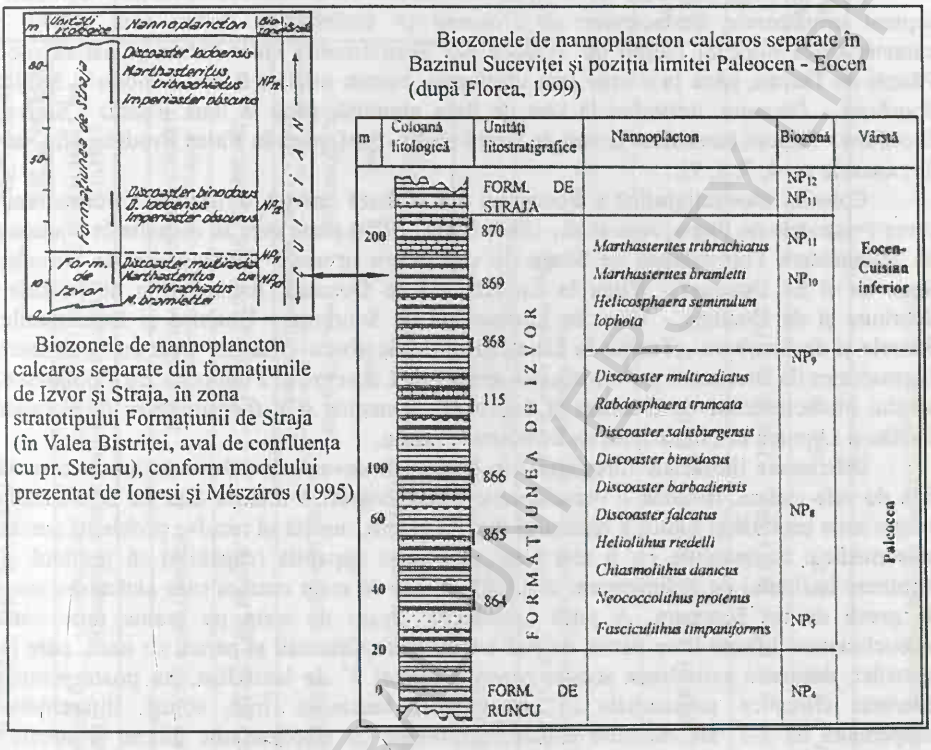


Fig. nr. 29 – Limita Paleocen–Eocen, conform modelelor Ionesi şi Mészáros (1995) şi Florea (1999)

Referitor la momentele tectogenetice care au condus la formarea cordilierelor, părerile rămân împărţite. Astfel, Atanasiu (1952) considera că depunerea sedimentelor în litofaciesuri diferite pe aria Unităţii de Tarcău se datorează instabilităţii bazinului de sedimentare determinată de cutările savice, iar Filipescu (1955) este de părere că paroxismul laramic ar fi fost responsabil de transformarea bazinului de sedimentare în bazine mai mici, de adâncimi diferite, mărginite de cordiliere de constituţii litologice diverse, care reprezentau surse de material detritic de o mare variabilitate litologică.

Săndulescu (1984), Săndulescu şi Micu (1989), Grasu et al. (1988, 2002), luând în discuţie aspectele paleogeografice şi paleomediale ale flişului, precum şi ariile sursă pentru bazin, admit existenţa cordilierelor cu un rol complex, sedimentologic şi tectonic. Astfel se presupune un sistem de cordiliere, dispus de la vest la est, cu o „funcţionare" în timp diferenţiată şi se face o încercare de poziţionare ale acestora în raport de datele de cunoaştere ale momentului.

În regiunea Suceava - Sucevita existenţa litofaciesurilor a fost recunoscută încă de Joja (1954), care pune în evidenţă în Valea Sucevei *„ trei faciesuri şi anume: faciesul de Scorbura, care nu-şi găseşte un corespondent în niciunul din faciesurile Paleogenului dintre Suha şi Bistriţa, faciesul de Putna, care corespunde în mare măsură faciesului marginal intern aşa cum se prezintă el între Suha şi Suha Mică, de care se deosebeşte numai prin prezenţa*

chaille-urilor în Calcarul de Pasieczna şi a Gresiei de Lucăceşti la partea superioară şi faciesul de Gura Putnei, similar, după observaţiile de până acum, cu faciesul marginal extern. Primele două caracterizează Pânza de Putna, celălalt unitatea inferioară.".

Existenţa acestor litofaciesuri rămâne de actualitate, cu amendamentele impuse de detalierile litostratigrafice şi biostratigrafice efectuate în ultimii ani în regiune.

Noi, în urma cartărilor de teren de detaliu din zona Suceava – Putna - Brodina, am separat următoarele litofaciesuri: *de Doamna* (= faciesul de Putna; Joja, 1954), care caracterizează Eocenul Pânzei de Vrancea din Semifereastra Gura-Putnei şi partea estică a Pânzei de Tarcău, până la o linie care urmăreşte fruntea solzilor Bâtca - Glodu şi Straja; *de Scorbura - Doamna*, dezvoltat la vest de linia amintită, până la linia Falcău - Ştef şi *de Scorbura - Tazlău*, identificat la vest de linia Falcău - Ştef, până în Valea Brodinei (fig. nr. 30, 31; anexele nr. 4, 7, 8, 9).

Coloana litostratigrafică a Eocenului are în bază partea terminală a Formaţiunii de Izvor (= stratele de Putna; Joja et al., 1968; Micu, 1979) peste care se dispune în continuitate de sedimentare Formaţiunea de Straja. În continuare urmează formaţiunile de Surcele, de Sucevita şi de Doamna - Viţeu în Litofaciesul de Doamna, formaţiunile de Surcele, de Scorbura şi de Doamna - Viţeu în Litofaciesul de Scorbura - Doamna şi formaţiunile de Surcele şi de Scorbura - Tazlău în Litofaciesul de Scorbura - Tazlău. Coloana se încheie cu Formaţiunea de Bisericani şi Formaţiunea gresiei de Lucăceşti şi a marnelor cu globigerine, pe arealul litofaciesurilor de Doamna şi Scorbura - Doamna şi a formaţiunilor de Scorbura - Tazlău şi Lupoaia în Litofaciesul de Scorbura - Tazlău.

Diferenţele litofaciale înregistrate în bazinul Sucevei, net diferite în anumite sectoare faţă de cele sudice, reclamă o reconstrucţie paleogeografică diferită faţă de cele imaginate pentru zona centrală şi sudică a bazinului flişului extern, menită să rezolve problema condiţiile paleomediale compatibile cu o arie (sau arii) sursă capabilă (capabile) să producă şi să furnizeze bazinului de sedimentare, cantităţile uriaşe de nisip cuarţos care alcătuiesc nivelele de gresii de tip Scorbura. A pune „producţia" mare de nisip pe seama unor condiţii paleoclimatice diferite între partea de sud a Carpaţilor Orientali şi partea de nord, pare puţin hazardat, deoarece extinderea acestei zone pe numai 3^0 de latitudine, nu poate presupune diferenţe climatice substanţiale în extremităţile bazinului. Însă, totuşi, diferenţele de temperatură de $2\text{-}3^0$ ale mediilor anuale, coroborate cu amplitudinile diurne şi anuale din anumite climate, pot influenţa, probabil decisiv, cantitatea de material detritic dintr-o anumită zonă. În ce priveşte sursele intrabazinale (cordilierele), dezvoltarea insulară a acestora în bazinul flişului (Grasu et al., 1988) ar putea rezolva parţial problema evoluţiei particulare a părţii nordice a bazinului flişului (zona Sucevita - Ceremuş).

YPRESIAN – LUTEŢIAN - BARTONIAN

LITOFACIESUL DE DOAMNA

Depozitele în Litofaciesul de Doamna (sens Athanasiu, 1913; = faciesul de Leşunţ, Dumitrescu, 1952; faciesul de Putna, Joja, 1954; faciesul marginal, Băncilă, 1958), în zona Suceava – Putna – Brodina, aflorează în Pânza de Tarcău între conturul de eroziune al Semiferestrei Gura-Putnei, în est şi sud şi linia care urmăreşte fruntea solzilor Bâtca - Glodu şi Străjii, în vest (anexele nr. 7, 9).

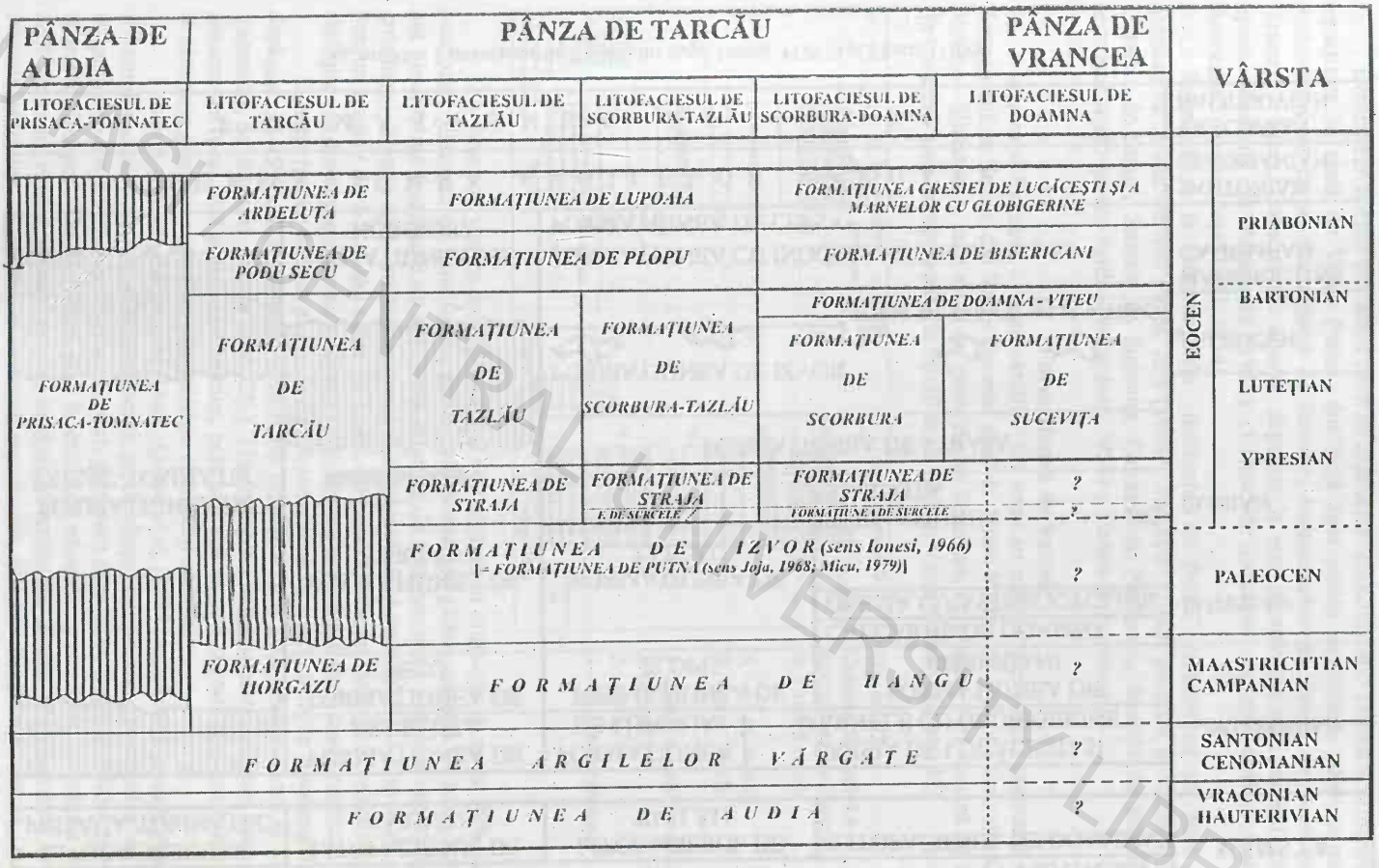


Fig. nr. 30 – Litofaciesurile Eocenului în zona Suceava – Putna - Brodina

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

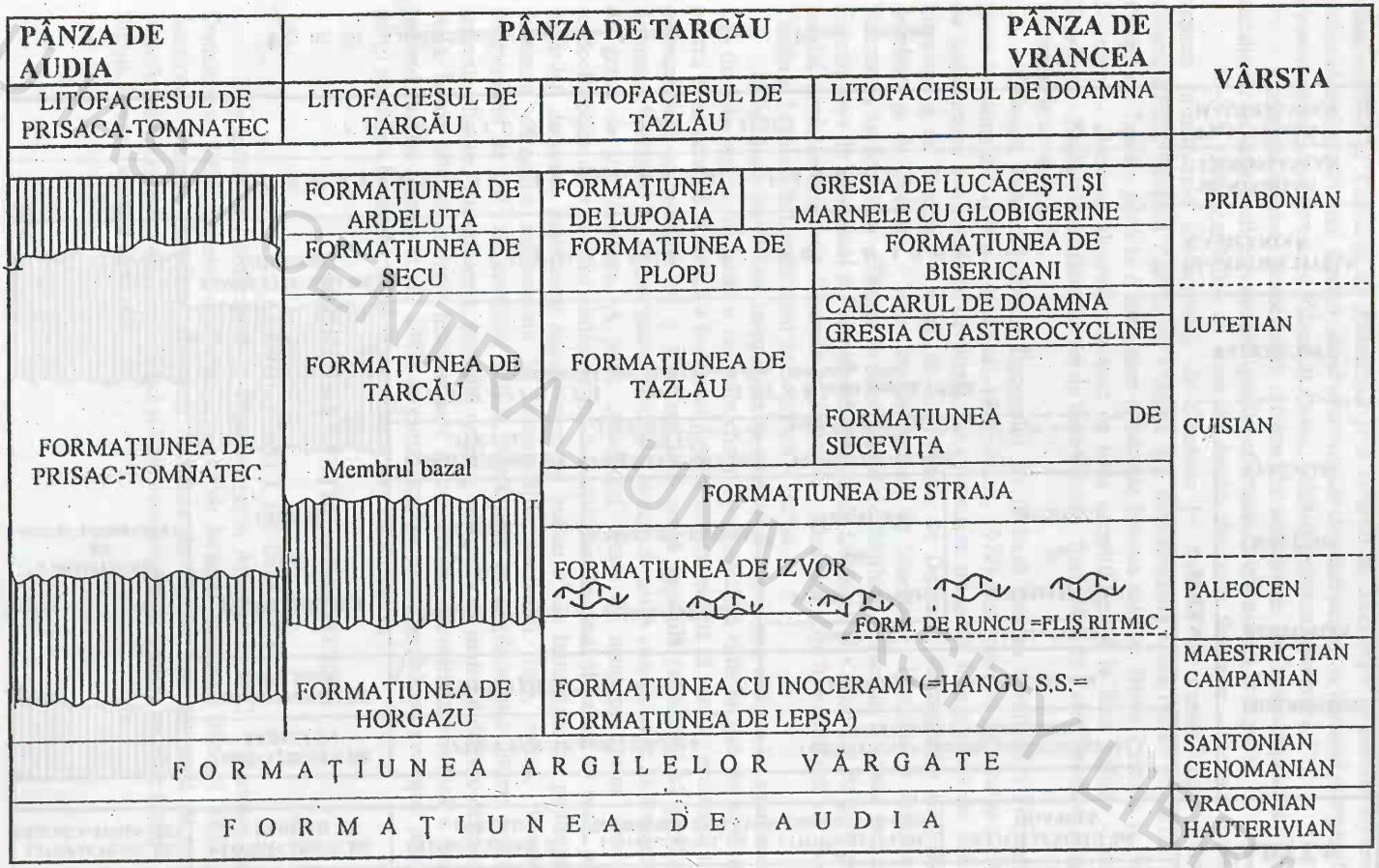


Fig. nr. 31 – Litofaciesurile Eocenului după Ionesi (1987) şi Florea (1999)

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Depozitele acestui litofacies intră în alcătuirea Solzului estic Lomul - Scorbura, fiind repartizate la nord de Valea Putnei, din bază spre partea superioară, părții terminale a Formațiunii de Izvor, Formațiunii de Surcele, formațiunilor de Straja, de Sucevița și de Doamna - Vițeu. Caracteristic acestor depozite le este dezvoltarea unei unități litologice tipice, denumită de Athanasiu (1913) „Calcar de Doamna" și, mai târziu, „Calcar de Pasieczna" de către Joja (1952, 1954).

Referindu-se la litostratigrafia „faciesului de Putna" caracterizat pe baza datelor obținute de la sud de râul Putna, Joja (1954, 1955,1957, 1963) prezintă în Bazinul Sucevei „Stratele de Straja, Stratele de Sucevița, Calcarul de Pasieczna, Stratele de Bisericani (= orizontul argilo-grezos verde și roșu; Joja, 1954) și Gresia de Lucăcești.

Formațiunea de Surcele

În arealul Suceava - Putna cartările din teren au relevat dezvoltarea constantă în baza Formațiunii de Straja, din Valea Sucevei până în Valea Putnei, cu excepția Solzului Crucii – Stauina - Sihăstria, a unui nivel de gresii de tip Scorbura, cu grosimi care variază de la 55 m (în nord în Valea Sucevei) până la 30-40 m (în sud, în Valea Putnei) (fig. nr. 32).

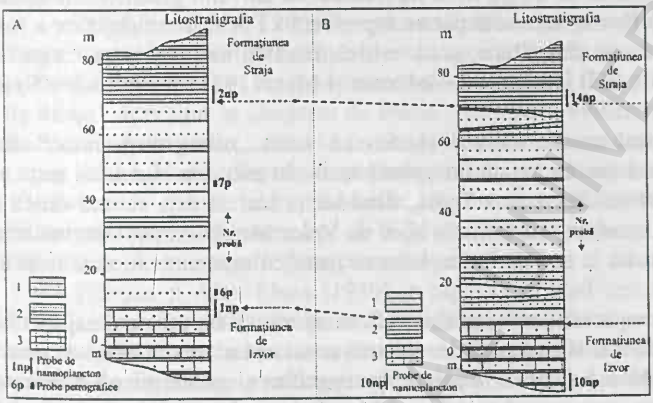


Fig. nr. 32
Coloana litologică a Formațiunii de Surcele în Valea Sucevei

A – pe pr. Boului
B – pe pr. Străjii

1 – gresii cuarțoase de tip Scorbura
2- argile
3 – calcare detritice

Din punct de vedere litologic nivelul este alcătuit în proporție de peste 90% din gresii cuarțoase, glauconitice, kliwiforme, gălbui, albicioase sau gălbui-maronii. În masa acestora se pot observa rar fragmente de roci verzi și urme de incarbonizare. Prezintă uneori treceri pe grosime și direcție spre varietăți de gresii slab calcaroase. Aceste gresii se dispun de obicei în bancuri masive de 1-2 m sau chiar 10-15 m, care uneori trec pe direcție în ritmuri turbiditice alcătuite din doi termeni, arenit și silto-pelitic, în care predomină fracțiunea arenitică.

Sub microscop noi am pus în evidență extraclaste de cuarț rotunjite și subangulare, care depășesc 90-95% din masa rocii, alături de litoclaste (sub 2%) de roci verzi și cuarțite și fragmente de feldspat potasic (sub 2%). Din categoria materialelor autigene s-a evidențiat glauconitul (cca. 3%) și cimentul silicios, pelicular sau de pori. Aceste roci noi le-am încadrat în categoria gresiilor cuarțoase glauconitice, cu ciment silicios.

Din roci similare din bazinul Râșca, Grasu et al. (1988) au efectuat analize petrografice și granulometrice. Aceștia diagnostichează rocile drept cuarțarenite glauconitice, alcătuite în proporție de peste 90% din cuarț și cherturi, glauconit (cca. 5%), fragmente litice (cca. 2%) și sporadic feldspați. De asemenea pun în evidență minerale grele, care în ordinea frecvenței sunt: zirconul, rutilul, granați, epidot, staurolit și turmalina. Studiul granulometric al gresiilor permite autorilor să afirme că acestea provin din nisipuri fine, bine sortate, având toți parametrii granulometrici apropiați de cei ai gresiei de Kliwa. De aici autorii deduc că gresiile de Scorbura și Kliwa au avut o arie sursă comună pentru materialul detritic.

Acest nivel de gresii a fost descris cu grosimi variabile, chiar dacă nu în toate cazurile separat ca nivel distinct şi în regiunile sudice Putna - Sucevița (Joja, 1954; Micu, 1979; Florea, 1999), Râşca - Agapia (Joja, 1952), Voroneț - Suha Mică - Plotonița (Dicea, 1974), Valea Moldovei (Ionesi, 1961, 1971).

Joja (1952) arată că în zona Râşca - Agapia peste „stratele tisaroide" (sens Dumitrescu, 1948, 1952) (= stratele de Straja, Joja, 1952) *„stă imediat"* o gresie silicioasă, asemănătoare cu gresia de Kliwa, care apare cu grosimi şi pe suprafețe mai mari în zonele interne ale Pânzei Marginale. Este o gresie cu bobul fin, de culoare gălbuie sau galben-verzuie, cu duritate medie şi cu *„nenumărate granule verzi, vizibile cu ochiul liber"*.

Despre dezvoltarea nivelelor de gresii de tip Scorbura în „faciesul de Putna" (zona Putna - Putnişoara), Joja (1954) arată că *"Această gresie* (gresia de Scorbura, n.n.), *care există de altfel ca un simplu banc de câțiva metri, pe alocuri şi în faciesul de Putna, a mai fost descrisă de mine, încă de anul trecut, din partea de W a Flişului dintre Voivodeasa şi Sucevița pe P. Rusca şi la Poiana Mese, unde prezintă deasemeni o dezvoltare remarcabilă"*.

Mai mult, Dicea (1974) referindu-se la regiunea Voroneț - Suha Mică - Plotonița separă în „orizontul superior al stratelor de Hangu" (Joja, 1955) două „orizonturi" şi două „nivele", nivelul superior de sub Formațiunea de Straja fiind reprezentat de „nivelul gresiilor silicioase, glauconitice, de tip Scorbura". De asemenea, la partea superioară a Formațiunii de Izvor a fost semnalată o gresie alb-verzuie sau alb-gălbuie, glauconitică, friabilă, asemănătoare cu gresia de Kliwa de către Ionesi (1961, 1971) în bazinul Moldovei şi Micu (1981) şi Florea (1999) în zona Putna - Sucevița.

Cele prezentate mai sus ne fac să considerăm că acest „moment psamitic" din sedimentarea paleocen - eocenă nu reprezintă un episod izolat în evoluția bazinului estic al flişului extern, restrâns la sectorul Suceava - Putna, fiind identificat în aria central-estică a Unității de Tarcău (s-ar părea constant) cel puțin la nord de Valea Moldovei. Însă dezvoltarea cea mai mare o are în zona situată la nod de Putna, ceea ce justifică separarea acestui nivel în Valea Sucevei.

Dacă ne referim la tratarea acestui nivel în cadrul Formațiunii de Izvor, cum majoritatea autorilor o fac, sau a celei de Straja, afirmăm că dezvoltarea constantă a acestui nivel de gresii cuarțoase în văile Sucevei şi Moldovei, cu caracteristici petrografice şi geochimice net diferite de flişul grezo-calcaros de Izvor, care anunță mai degrabă mediul geochimic de sedimentare al *„unui mare accident silicios"* (Băncilă şi Papiu, 1960) reprezentat de Formațiunea de Straja, ar face necesară ataşarea acestui nivel ca membru inferior al Formațiunii de Straja, în detrimentul ataşării ca nivel superior al „orizontului superior al stratelor de Hangu" (Dicea, 1974). Noi, datorită caracterelor litologice net diferite față de formațiunile din pat şi acoperiş şi având în vedere dezvoltarea constantă a acestui pachet de roci, i-am acordat rang de formațiune.

În ceea ce priveşte poziția stratigrafică, aceasta s-a stabilit pe baza raporturilor geometrice de continuitate cu depozitele Formațiunii de Izvor din pat şi cu cele ale Formațiunii de Straja din acoperiş, precum şi a semnificațiilor biostratigrafice oferite de faunele de nannoplancton identificate din nivelele argiloase situate imediat sub sau deasupra Formațiunii de Surcele.

Aşa cum se poate deduce din discuția vârstei formațiunilor sub şi suprajacente, Formațiunea de Surcele revine în mod logic părții superioare a Ypresianului inferior şi bazei Ypresianului mediu (este intercalat între biozonele NP_{10}-NP_{11}, caracteristice Ypresianului inferior şi Biozona NP_{12}, din Ypresianul mediu).

Formațiunea de Straja

Macovei şi Atanasiu (1925) descriu pentru prima dată aceste depozite în bazinul Bistriței, dar indică greşit poziția lor stratigrafică considerându-le inferioare Formațiunii cu inocerami. Autorii le echivalează cu „stratele de Tisaru" (sens Athanasiu, 1913).

Dumitrescu (1952) arată faptul că „stratele de Tisaru" din valea Putnei sunt caracteristice autohtonului Pânzei de Tarcău şi nu sunt echivalente cu „stratele de Tisaru" (sens Macovei şi Athanasiu, 1925). Pentru formaţiunea echivalentă „stratelor de Tisaru", autorul propune denumirea de „strate tisaroide".

Poziţia geometrică reală a Formaţiunii de Straja a fost recunoscută de Atanasiu (1939) şi Atanasiu şi Olteanu (1952).

Joja (1952) utilizează pentru prima dată denumirea de „strate de Straja" pentru „stratele tisaroide" (sens Dumitrescu, 1952) din „faciesul marginal extern şi extern conglomeratic". Denumirea apare în planşa care însoţeşte lucrarea. Băncilă (1958) consideră că introducerea acestei denumiri este oportună deoarece înlătură confuziile create de utilizarea denumirii de „ strate de Tisaru" (sens Athanasiu, 1913).

Litostratigrafia

Litostratigrafic, depozitele acestei formaţiuni au fost cercetate de o serie de autori printre care amintim pe Joja (1952, 1954, 1960), Filimon şi Albu Elena (1956), Băncilă şi Papiu (1960), Ionesi (1971), Micu (1979, 1981), Grasu et al. (1988), Ionesi şi Mészáros (1995).

După Joja (1954, 1960) în regiunea Putna - Suceava grosimea depozitelor „Stratelor de Straja" variază de la 80-90 m în partea de est a zonei, în fruntea Pânzei de Tarcău, la 100-120 m în vestul acesteia, în zona pârâului Ascuns. Autorul face precizarea că „Orizontul stratelor de Straja" dezvoltat în „faciesul de Putna" este „mai evident decât în regiunea Voivodeasa - Sucevița". Petrografic, „stratele de Straja'" sunt alcătuite din marne verzi şi roşii stratificate (strate de 0,5-1 cm), dispuse în pachete de 0,5-1 m grosime, în care se intercalează strate de 10-15 cm de calcare dure, rubanate, de culoare verde-albăstrui, cu hieroglife pe talpă. Silicolitele formează intercalaţii de 5-20 cm, sunt de culoare brună-negricioasă, cu o duritate ridicată, trecând adesea în gaize cu radiolari.

Filimon şi Albu Elena (1956) în raportul privind cercetările geologice asupra regiuni Putna - Sucevița referindu-se la „Stratele de Straja", sugerează că forma de zăcământ a acestora indică un bazin de sedimentare heterogen din punct de vedere morfologic şi al surselor de alimentare, rezultând o dezvoltare lenticulară a diferitelor nivele din Formaţiunea de Straja.

Ionesi (1971) menţionează dimpotrivă, că în bazinul Moldovei „....*stratele de Straja sunt uniforme litologic, fără variaţii esenţiale, grosimea lor variind între 60 şi 80 m.*". Litologic se caracterizează prin predominarea rocilor silicioase şi a unei colorații roşii.

Băncilă şi Papiu (1960) studiază stratotipul „stratelor de Straja" din bazinul Bistriței şi identifică o succesiune de roci argilo-calcaroase, gresii silicioase, gresii calcaroase şi silicolite.

Rocile pelitice reprezentate prin argile şi calcare, precum şi termeni intermediari, au o colorație roşie, cărămizie, verde-cenuşie sau pestriță, caracteristică. Marno-calcarele prezintă fenomene de silicifiere care merg până la apariția silicolitelor. Unele silicolite sunt veritabile gaize carbonatice, în care caz silicea ar proveni în primul rând din spiculii de spongieri şi în secundar din radiolari.

Materialul arenitic alcătuieşte diferite varietăți de gresii fine calcaroase, slab silicioase şi silicioase cuarțitice de culoare cenuşie-verzuie. Aceste se dispun în strate subțiri, de 10-30 cm, cu sortare gradată şi hieroglife numeroase pe feţele inferioare.

Depozitele formaţiunii se prezintă sub forma unor ritmuri subțiri alcătuite din doi termeni, arenitic în bază şi pelitic la partea superioară.

Autorii consideră că „stratele de Straja", la limita dintre depozitele carbonatice ale Formaţiunii de Izvor şi depozitele detritogene ale Formaţiunii de Sucevița, reprezintă un mare accident silicios. Această formaţiune indică o schimbare radicală în evoluția geochimică a mediului de sedimentare, datorată unui aport masiv fie de silice organogenă, fie de silice de natură vulcanică.

Micu (1979, 1981) consideră că „stratele de Straja" se dispun în continuare de sedimentare peste Formațiunea de Putna, au grosimi de 50-170 m și sunt caracterizate de o dezvoltare areală constantă, cu excepția zonei vestice, unde se dezvoltă un nivel de gresii cuarțoase, friabile, cenușii-verzui, cu grosimi mari, pe care o denumește „gresia de Iamna".

Grasu et al. (1988), în lucrarea „Flișul carpatic. Petrografie și considerații economice", repetă analiza petrografică a depozitelor Formațiunii de Straja în zona stratotipului studiat de Băncilă și Papiu (1960), separând cuarț-arenite, gaize-spongolite, siltite și argile. Grosimea formațiunii în profilul urmărit este de numai 49 m.

Ionesi și Mészáros (1995) referindu-se la stratotipul analizat petrografic de Băncilă și Papiu (1960) și de Grasu et al. (1988), arată că după primii autori formațiunea ar avea o grosime 100 m (divizată în două nivele, unul inferior de 60 m și unul superior de 40 m), iar după ultimii grosimea ar fi de numai 49 m și că sub aspect litologic depozitele de aici sunt similare cu cele descrise pe pârâul Runcu, din Semifereastra Bistriței. Important pentru noi este faptul că autorii fac mențiunea că *„Limita dintre cele două unități (Straja și Izvor) corespunde schimbării litologiei, respectiv apariției gaizelor spongolitice și a gresiilor cuarțoase glauconitice, în strate subțiri, ce alternează cu argile și siltite verzi. Argilele verzi și vărgate apar pe ultimii 20 m*" (noi credem că gresiile cuarțoase glauconitice din bază sunt echivalente cu gresiile descrise de noi în Formațiunea de Surcele). Se remarcă de asemenea câteva intercalații centimetrice de argile negre și 5 intercalații lenticulare de argile alb-gălbui (posibil bentonite). În ce privește grosimea formațiunii, aceasta este apreciată în profilul holostratotipului de 62-65 m.

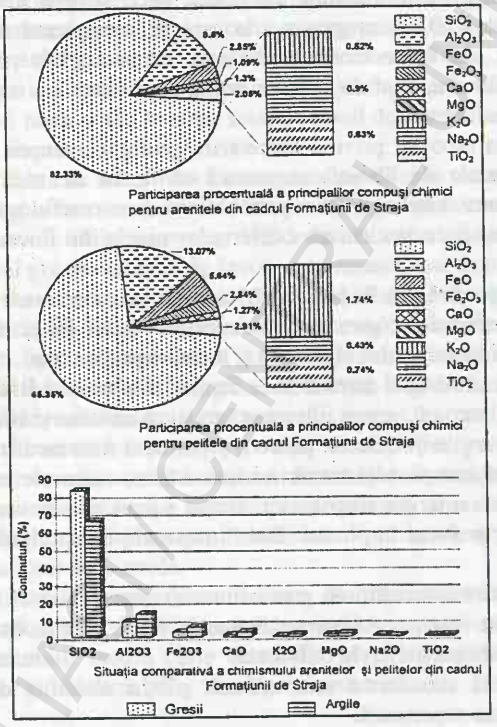


Fig. nr. 33

Analizele chimice efectuate pe rocile arenitice și pelitice din Formațiunea de Straja (după Florea, 1999)

Florea (1999) arată că în zona Sucevița – Putna „ *În baza formațiunii, imediat peste Formațiunea de Izvor apar gresii cuarțoase verzui, glauconitice într-o alternanță ritmică cu siltite și argile verzui sau roșii, foioase sau compacte, în strate centimetrice. În masa acestora se remarcă prezența unor galeți de dimensiuni mici, bine rulați de șisturi verzi.*"

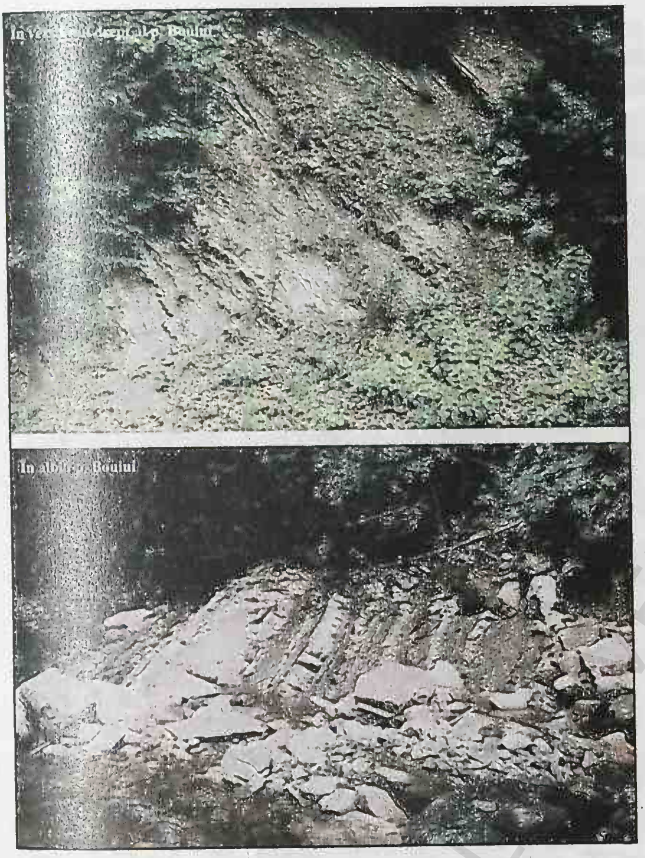


Fig. nr. 34
Formațiunea de Straja pe pr. Boului, în apropierea confluenței cu r. Suceava

Sus – *structura secționată direcțional*

Jos – *structura secționată transversal*

Peste acest nivel bazal sunt puse în evidență siltite, argile cenușii-verzui și cuarț-arenite cenușii care suportă bancuri metrice, cu o grosime totală de 10-15 m de gresii cuarțoase, friabile de culoare gri-verzuie, paralelizate cu „gresia de Iamna" (Micu, 1979). Autorul prelevează probe din termenii arenitici și intercalațiile argiloase corespunzătoare nivelelor de bentonite puse în evidență din Formațiunea de Straja de Ionesi și Mészáros (1995), pe care efectuează determinări chimice și ATD. Se confirmă cu această ocazie prezența bentonitelor în depozitele de Straja și se fac constatări interesante privind chimismul rocilor.

În zona Suceava – Putna - Brodina, în aria de aflorare a Litofaciesului de Doamna, Formațiunea de Straja urmează în continuare peste Formațiunea de Surcele. Partea superioară a coloanei formațiunii este retezată tectonic de planul de încălecare a Solzului Straja, alcătuit dintr-o gresie kliwiformă, dură, albicioasă, gălbuie, maronie sau verzuie, glauconitică, cu treceri spre varietăți slab calcaroase.

Aflorează pe cursul superior al pr. Străjii (afluent de dreapta al râului Suceava), pe pr. Boului în apropiere de confluența ce râul Suceava și afluenții săi de dreapta (dintre care cei mai importanți sunt pâraiele Surcele și Jiji) (fig. nr. 34).

Succesiunea cea mai completă, în care se pot urmării și raporturile de continuitate cu formațiunea din pat și cele tectonice de la partea superioară, este deschisă pe pârâul Boului în amonte de confluența cu râul Suceava, pe pr. Surcele afluent de dreapta la pr. Boului și pr. Străjii (afluent de dreapta a r. Sucevei). Grosimea depozitelor variază de la 52 m, în nord, pe pârâul Străjii, la 75 m, în sud pe pâraiele Boului și Surcele (fig. nr. 35).

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Litologic formaţiunea se caracterizează printr-o alternanţă de argile şi siltite cu gresii cuarţoase glauconitice, calcare, silicolite şi gaize spongolitice în strate subţiri, cu o coloraţie la suprafaţă roşie-cărămizie, caracteristică.

Pe pr. Boului, în continuitate peste Formaţiunea de Surcele se dispun pe o grosime de 18 m argile verzi, în care se intercalează gresii cuarţoase glauconitice cu hieroglife pe talpă, fin granulare, gresii cenuşii, gresii slab calcaroase, calcare şi calcare silicolitice.

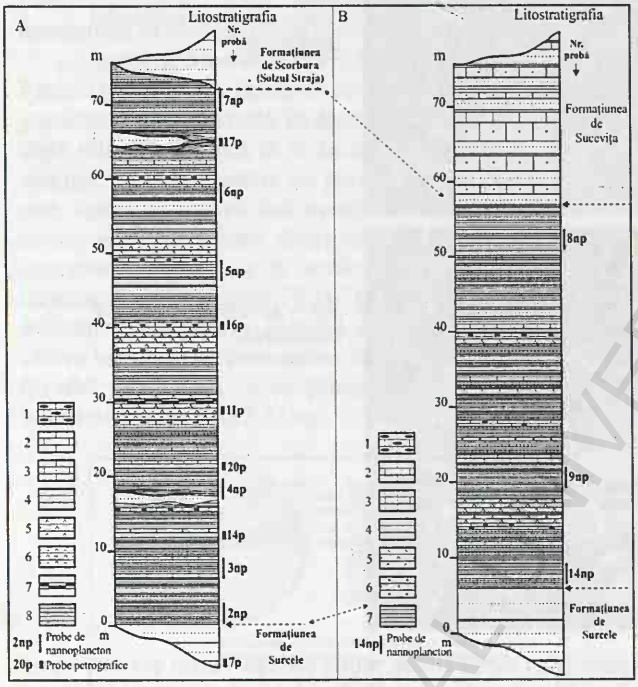


Fig. nr. 35
Coloana litologică a Formaţiunii de Straja în Litofaciesul de Doamna

A - pe pr. Boului:
1 – calcare silicolitice
2 – calcare
3 – gresii calcaroase
4 – gresii cuarţoase, glauconitice, fin granulare
5 – silicolite
6 – gaize spongolitice
7 – menilite
8 – argile

B – pe pr. Străjii:
1 – calcare silicolitice
2 – calcare
3 – gresii calcaroase
4 – gresii cuarţoase, glauconitice, fin granulare
5 – silicolite
6 – microrudite
7 - argile

Peste acest nivel al argilelor verzi, urmează pe o grosime de 55-57 m argile verzi şi roşii, în care se intercalează la diferite nivele strate subţiri de gresii cuarţoase glauconitice cu hieroglife pe talpă, silicolite, gaize spongolitice, menilite şi calcare silicolitice. De asemenea în acest nivel se intercalează două strate de gresii cuarţoase de culoare verzuie, cu dezvoltare lenticulară şi grosimi de 60-90 cm (gresii de Iamna, Micu 1979).

Rocile de tipul silicolitelor - gaizelor sponglolitice – menilitelor sunt dezvoltate în trei nivele, cu grosimi de 2,5-4 m. Spre nord, pe pr. Străjii, se menţine aceeaşi alternanţă, cu deosebirea că scade grosimea formaţiunii la 52 m şi nivele de roci silicioase scad de asemenea în grosime (fig. nr. 35).

Gresiile cuarţoase, macroscopic sunt fin granulare, verzui, uneori rubanate, dure, găsindu-se în partea inferioară a unor secvenţe ritmice. Stratele de gresii au grosimi de 5-15 cm şi hieroglife pe talpă.

În secţiuni subţiri se pot decela extraclaste de cuarţ, cu contur subangular, angular şi rotunjit, într-un ciment pelicular de silice. În unele câmpuri apar alături de cuarţ cu o frecvenţă mare cherturi. De asemenea se remarcă glauconitul şi foarte rar feldspat şi muscovit. Noi am încadrat roca în categoria gresiilor cuarţoase glauconitice cu ciment silicios (cuarţarenite, Grasu et al. 1988) (fig. nr. 36).

Gaizele spongolitice macroscopic se prezintă fie cu un aspect de gresii verzui fin granulare, care se pot confunda cu gresiile cuarţoase glauconitice, fie cu un aspect de roci lutitice verzui, silicifiate. În ambele cazuri rocile sunt rubanate.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Sub microscop apare o masă autigenă de silice în care sunt cimentați spiculi de spongieri, rar foraminifere, cuarț angular (20-25%), feldspați și mice și glauconit. Spiculii de spongieri, în secțiunile analizate, sunt calcedonici, rar prezintă calcitizări (fig. nr. 37).

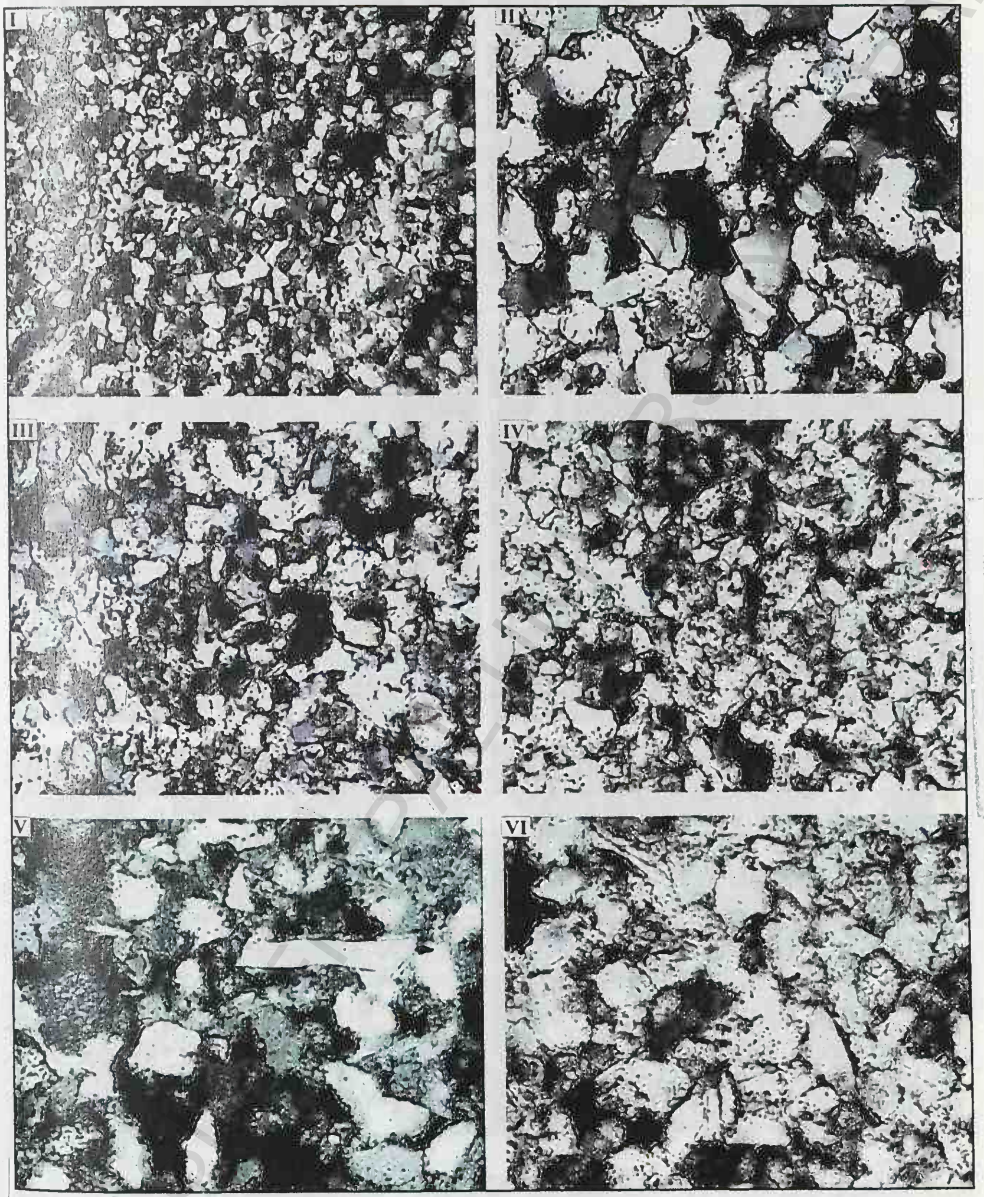


Fig. nr. 36 – Imagini la microscop din gresiile cuarțoase, fin granulare, verzui
(*Câmpuri: I, II, III, IV – cuarț angular alogen, glauconit și rari spiculi de spongieri, cu ciment silicios de pori, N+, x100, x200; V, VI – cuarț angular și bioclaste, N+, x200*)

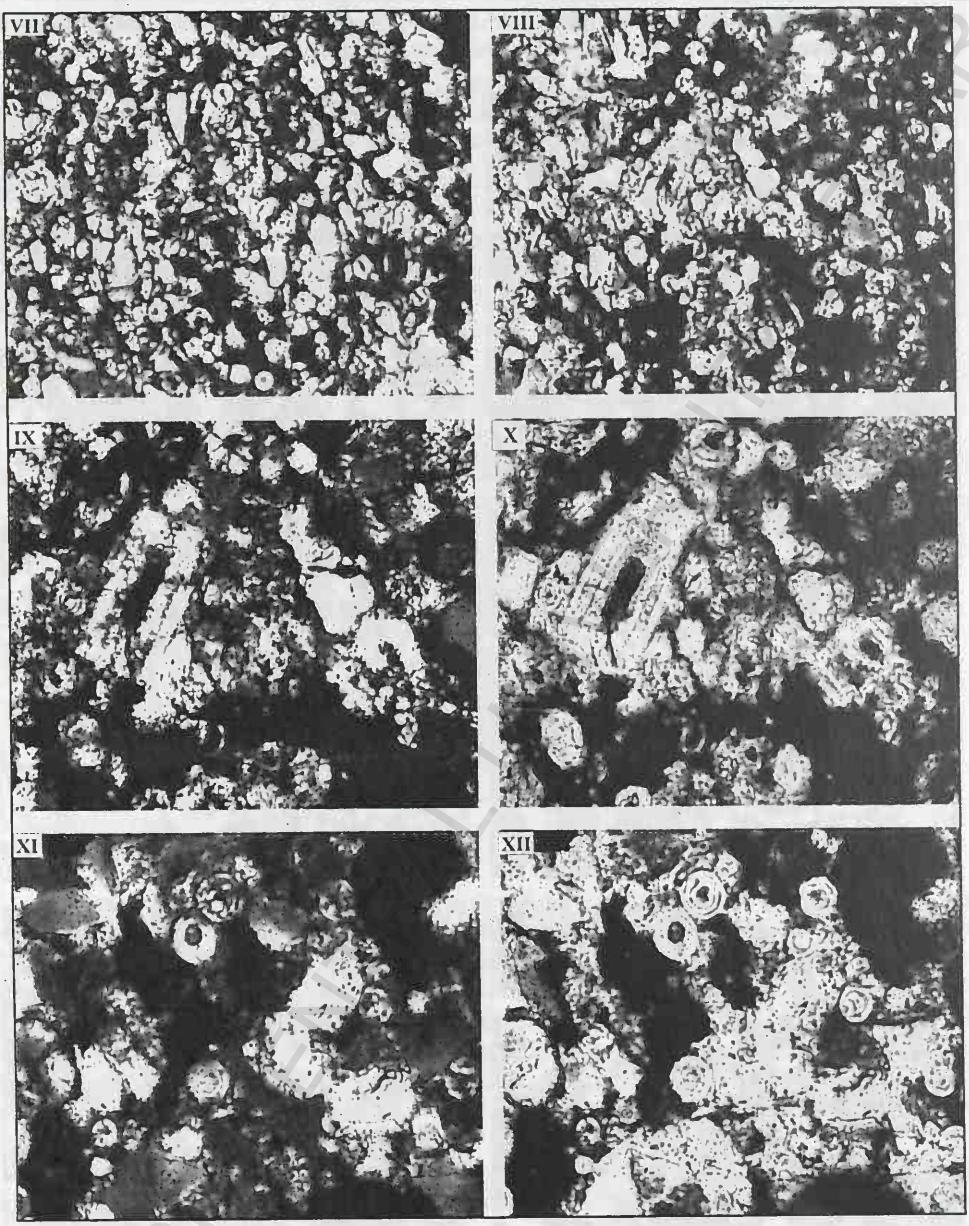


Fig. nr. 37 - Imagini la microscop din gaize spongolitice
(Câmpuri: VII, VIII, – cuarț angular alogen și spiculi de spongieri, în ciment silicios bazal, N+, x100; IX, X, XI, XII – spiculi de spongieri în secțiune transversală și longitudinală, cimentați cu silice amorfă N+ și N-, x200)

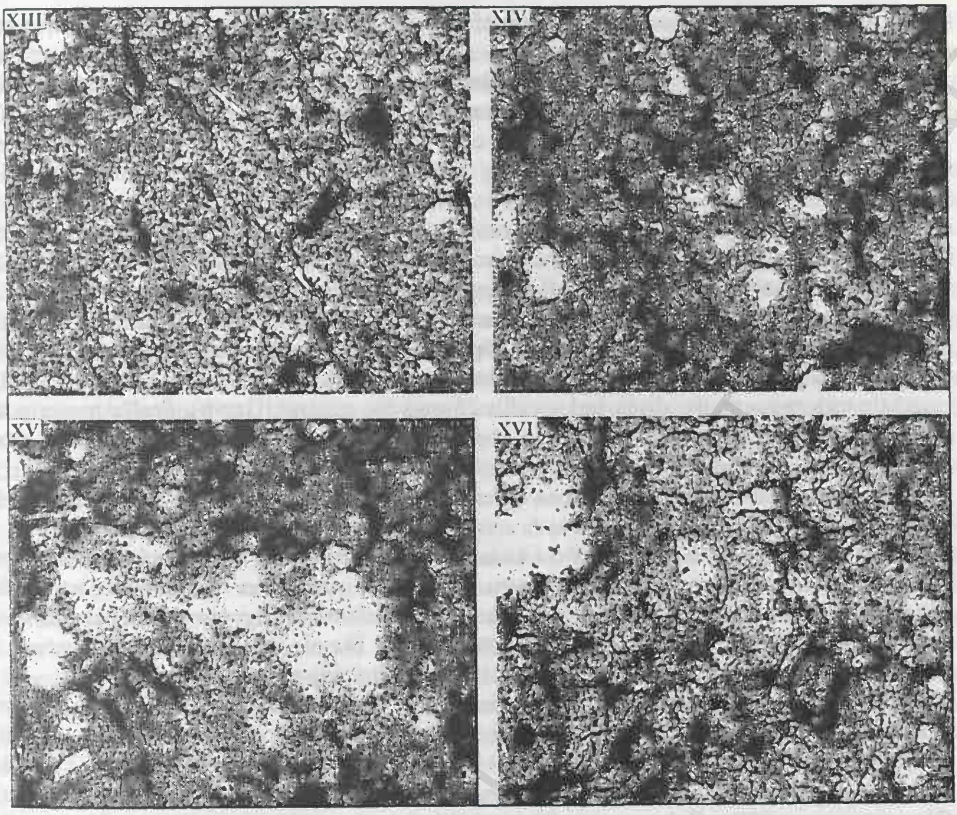


Fig. nr. 38 - Imagini la microscop din silicolite
(*Câmpuri: XIII, XIV, XV, XVI – masă silicioasă de opal şi calcedonie cu bioclaste intens transformate şi rare extraclaste de cuarţ, N+, x200*)

Silicolitele sunt roci verzui sau negricioase, cu aspect menilitic, dure, cu spărtură aşchioasă. Analizele microscopice pun în evidenţă o masă calcedonică şi cherturi, în care se mai pot observa spiculi de spongieri şi foraminifere, transformaţi aproape în totalitate. Nu se observă în aceste roci fenomene de înlocuire a silicei cu calcita (fig. nr. 38).

Florea (1999) efectuează analize chimice pe materialele arenitice şi lutitice al Formaţiunii de Straja din bazinul Suceviţei, indicând pentru arenite un conţinut mediu de 82,33% SiO_2, 8,8% Al_2O_3, 1,09% CaO, 0,52% K_2O, 1,3% MgO, 0,9% Na_2O şi 0,63% TiO_2. Cantitatea mare de silice determinată este în acord cu caracterul pregnant cuarţos şi respectiv silicios a gresiilor şi rocilor sponglolitice sau silicolitice (fig. nr. 33).

Biostratigrafia

Datarea formaţiunii de Straja s-a efectuat pe baza asociaţiilor de microforaminifere, nannoplancton şi palinologice identificate în depozitele formaţiunii, inclusiv a faunei de macroforaminifere din depozitele subjacente (Formaţiunea de Izvor), cât şi a celor suprajacente (Formaţiunea de Tazlău).

Iniţial, pe criterii geometrice, Joja (1952) plasează formaţiunea în baza Eocenului, însă face menţiunea că pe aria Unităţii de Tarcău între depozitele senoniene şi eocene există continuitate de sedimentare şi în consecinţă trebuie să se admită prezenţa Paleocenului.

Ulterior, pe baza asociațiilor de microforaminifere aglutinate, o serie de autori precum Joja et al. (1963), Ionesi și Tocorjescu, (1970), Ionesi (1971), Bratu (1975) atribuie Formațiunii de Straja vârsta Paleocen, pe când alții, printre care se numără Costea și Balteș (1962), Grigoraș et al. (1966), Agheorghiesei et al. (1967), Bratu și Alexandrescu (1970), Bratu et al. (1985), Ionesi (1987, 1999) consideră depozitele de vârstă Eocen inferior. Incertitudinea persistă datorită semnificației biostratigrafice reduse a microforaminiferelor aglutinate.

Primele date argumentate paleontologic privind vârsta aceste formațiuni în zona Suceava - Sucevița sunt cele prezentate de către Joja et al. (1963). Analiza asociației de foraminifere aglutinante determinate din depozitele de Straja, pune în evidență peste *zona II Wadowice*, *zona III* cu *Glomospira*. Aceasta se deosebește de zona inferioară (II) prin următoarele caractere: aglutinantele de tip Wadowice nu mai constituie o asociație caracteristică, frecvența speciilor componente scade treptat și se remarcă o "sărăcire" din punct de vedere cantitativ, dispărând speciile *Hormosina ovulum* (Grzyb), *Rzehakina epigona* (Rzk) și *Nodellum velascoense* (Cush). În același timp se înregistrează apariția, cu o frecvență mare, a taxonului *Glomospira charoides* (Jones et Parker). Pe baza acestei asociații și paralelizărilor cu zonele adiacente, la care se adaugă și criteriul superpoziției, Formațiunea de Straja este considerată de vârstă Paleocen.

Ionesi (1971, 1975) identifică o asociație cu *Globorotalia triloculinoides*, *Globigerina triangularis* (forme calcaroase), *Glomospira*, *Reofax*, *Trochammina* (forme aglutinate), care coroborată cu nivelul de foraminifere mari (*Nummulites burdigalensis*, *N. aquitanicus*) identificat la cca. 80 m grosime stratigrafică deasupra Formațiunii de Straja, îl conduce la concluzia că depozitele plasate sub acest nivel sunt de vârstă Ilerdian.

A doua opinie privind vârsta formațiunii a fost exprimată de către Costea și Balteș (1962), Grigoraș et al. (1966), Agheorghiesei et al. (1967), Alexandrescu și Bratu (1970), Bratu et al. (1985) pe baza unor asociații în care predomină formele aglutinate (*Eponides nanus* Reus, *Nodosaria callomorpha* Reus, *Glomospira charoides* (Johnes and Parker), *Glomospira gordialis* (Johnes and Parker), *Rhabdamina abisorum* (Sars), *Rhabdamina cylindrica* (Glaessner) unele forme din familiile *Astrorhizidae*, *Saccaminidae* și *Ammodiscidae*). Explozia de foraminifere din partea inferioară a Formațiunii de Straja cu *Glomospira charoides* (Johnes and Parker), *Glomospira gordialis* (Johnes and Parker), *Rhabdamina abisorum* (Sars), *Rhabdamina cylindrica* (Glaessner) este considerată caracteristică pentru Eocenul inferior

Aceleași concluzii le trage Dicea (1974) pe baza paralelizării faunei de foraminifere aglutinate determinată în bazinul Suha Mică cu cele din formațiunile similare din Carpații românești, ucraineni și polonezi. Autorul consideră că depozitele atașate Formațiunii de Straja sunt de vârstă Eocen inferior (Ypresian).

Pentru stabilirea poziției în scara cronostratigrafică a acestor depozite, rămâne importantă datarea formațiunilor din pat și acoperiș, apelându-se la fauna de macroforaminifere (numuliți) identificată. Astfel, asociațiile identificate din Formațiunea de Izvor de către Bombiță (1973) (faunele de Tazlăul Sărat, Plopăț, Bălosu, cu o poziție sigură în coloana litostratigrafică) și de către Ionesi (1971) (fauna Stoineasa Mică, cu o poziție nesigură în coloană) și sistematizate de Ionesi (1987, 1999), caracterizează Eocenul inferior. Aceasta semnifică că partea superioară a Formațiunii de Izvor revine, împreună cu depozitele de Straja, Eocenului inferior.

Deosebit de „productive" pentru elucidarea vârstei depozitelor de fliș s-au dovedit a fi datele privind asociațiile de nannoplancton calcaros.

Ionesi și Mészáros (1995) analizează conținutul în nannoplancton calcaros din partea terminală a Formațiunii de Izvor și holostratotipul Formațiunii de Straja din valea Bistriței. Se pun în evidență biozonele cu *Discoaster multiradiatus* (partea inferioară a biozonei NP_9), *Marthasterites tribrachiatus* și *Marthasterites bramlettei* (partea mediană și superioară a

biozonei NP_{10}) din Formațiunea de Izvor și biozonele cu *Discoaster binodosus* caracteristic pentru NP_{10} și *Marthasterites tribrachiatus* caracteristic pentru NP_{12}, din Formațiunea de Straja. Biozonele identificate demonstrează că partea terminală a Formațiunii de Izvor și Formațiunea de Straja corespund Cuisianului, oferind totodată credibilitate faunei de numuliți evidențiată în depozitele din Izvor.

Aceeași interpretare o dă Florea (1999) pentru vârsta depozitele Formațiunii de Straja din regiunea Putna - Sucevița. Nannoplanctonul a fost recoltat de pe profile din Valea Suceviței, în amonte de confluența cu pârâul Rusca, pe pârâul Voivodeasa și pârâul Bercheza. S-a identificat o asociație de nannoplancton calcaros, alcătuită din următorii taxoni: *Discoaster salisburgensis* Stradner; *Discoaster binodosus* Martini; *Discoaster lodoensis* Bramlette, Riedel; *Chiasmolithus solitus* Bramlette, Riedel; *Discoaster distinctus* Martini; *Neococcolithus protenus* Bramlette et Sullivan; *Heliorthus junctus* Bramlette et Sullivan; *Marthasterithus tribrachiatus* (Bramlette et Sullivan) Deflandre; *Cyclococcolithus formosus* Kamptner; *Toweius sp.*; *Discoaster gemmifer* Stradner; *Discoaster germanicus* Martini; *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller; *Schyphosphaera tubicena* Stradner; *Rhabdosphaera truncata* Bramlette et Sullivan; *Rhabdosphaera pinguis* Deflandre; *Helicopontosphaera seminulum lophota* Perch-Nielsen; *Chiasmolithus grandis* (Bramlette et Riedel).

Analizând conținutul nannoplanctonic, autorul observă în partea inferioară a formațiunii apariția taxonului *Discoaster lodoensis* care marchează baza Biozonei NP_{12} și care, datorită frecvenței taxonilor, va denumi Biozona următoare NP_{13}. Apar de asemenea taxonii *Chiasmolithus solitus* ce se dezvoltă din NP_{10} până în NP_{17}, *Heliorthus junetus* cu o dezvoltare ceva mai restrânsă între Biozonele NP_{10} și NP_{15} (Bratu și Gheța 1972) și *Cyclococcolithus formosus* care se dezvoltă începând din Biozona NP_{12} până în Biozona NP_{20}. În același interval are loc extincția taxonului *Neococcolithus protenus*, în partea mediană a Biozonei NP_{12} și a taxonului *Marthasterithes tribrachiatus* la finele acestuia. Această asociație aparține Biozonei NP_{12}.

În partea superioară a formațiunii se menține în continuare taxonul *Discoaster lodoensis* care ne plasează în Biozona NP_{12}. Apariția taxonilor *Discoaster gemmifer, Discoaster germanicus*, *Rhabdosphaera truncata* și *Helicopontosphaera seminulum lophota* la acest nivel ar putea sugera că partea terminală a formațiunii să aparțină unei alte biozone și anume bazei lui NP_{13}. Pe baza nannoplanctonului calcaros determinat se atribuie vârsta Cuisian Formațiunii de Straja.

Inventarul biostratigrafic al depozitelor de Straja a fost completat de studiile palinologice. Olaru (1978) pune în evidență în bazinul Bistriței, în sedimentele Formațiunii de Straja, o microfloră cu *Normapoles* și *Postnormapolles*, iar conținutul palinologic ar indica trecerea între Paleocen și Eocen inferior.

Noi am recoltat probe (2np, 3np, 4np, 5np, 6np, 7np, 8np, 9np și 14np) pentru analizele de nannoplancton din Formațiunea de Straja din secțiunile deschise pe pâraiele Boului și Străjii (fig. nr. 35).

Din partea inferioară a formațiunii am analizat un număr de 5 probe din care am identificat următoarea asociație de nannoplancton:

Discoaster binodosus Martini
Discoaster lodoensis Bramlette, Riedel
Chiasmolithus solitus Bramlette, Riedel
Discoaster distinctus Martini
Neococcolithus protenus Bramlette et Sullivan
Heliorthus junctus Bramlette et Sullivan
Marthasterithus tribrachiatus (Bramlette et Sullivan) Deflandre
Cyclococcolithus formosus Kamptner
Discoaster diastypus Perch-Nielsen

Coccolithus pelagicus Perch-Nielsen
Chiasmolithus grandis Perch-Nielsen
Toweius pertusus Mohler.

În ce privește semnificația biostratigrafică a asociației, se observă apariția taxonului *Discoaster lodoensis* care marchează baza biozonei NP_{12} (este marcator pentru biozona următoare NP_{13}). Apar de asemenea taxonii *Chiasmolithus solitus* ce se dezvoltă din NP_{10} până în NP_{17}, *Heliorthus junctus* cu o dezvoltare ceva mai restrânsă în intervalul cuprins între biozonele NP_{10} și NP_{15} (Bratu și Gheța 1972) și *Cyclococcolithus formosus* care se dezvoltă începând din biozona NP_{12} până în biozona NP_{20}. Are loc extincția taxonului *Neococcolithus protenus*, în partea mediană a biozonei NP_{12} și a taxonului *Marthasterithes tribrachiatus* în partea finală a acesteia. Taxonul *Discoaster diastipus* apare în baza biozonei NP_{10},căreia îi este marcator și se dezvoltă până în biozona NP_{12}, cu ultimele apariții în biozona NP_{13} (Perch-Nielsen, 1983). Mészáros et al. (1991) citează același taxon în intervalul biozonelor NP_9-NP_{13}. Sullivan (1961) consideră că taxonul se dezvoltă în intervalul stratigrafic Paleocen - Eocen inferior, iar Hamilton et al. (1985) menționează prezența acestui taxon în depozite aparținând biozonelor NP_{12}-NP_{19} de pe teritoriul Angliei. În aceste condiții asociația prezentată aparține biozonei NP_{12}, din Ypresianul mediu.

Din partea superioară a coloanei litologice s-au analizat 4 probe (5np, 6np, 7np și 8np) determinându-se următorii taxoni:

Discoaster lodoensis Bramlette et Riedel
Discoaster gemmifer Stradner
Discoaster germanicus Martini
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller
Schyphosphaera tubicena Stradner
Rhabdosphaera truncata Bramlette et Sullivan
Rhabdosphaera pinguis Deflandre
Helicopontosphaera seminulum lophota Perch-Nielsen
Heliorthus junctus Bramlette et Sullivan
Chiasmolithus grandis (Bramlette et Riedel)
Chiasmolithus eograndis Perch-Nielsen
Reticulophenestra dictyoda Perch-Nielsen
Sphenolithus moriformis Perch-Nielsen.

Biostratigrafic se observă prezența în continuare a taxonului *Discoaster lodoensis* care plasează asociația în biozona NP_{12}. Taxonul *Rheticulophenestra dictyoda* își face apariția în baza biozonei NP_{13} și evoluează până în partea terminală a biozonei NP_{16} (Perch-Nielsen, 1983). Taxonul *Chiasmolithus eograndis* apare în biozona NP_{10} și are extincția în biozona NP_{13}, partea mediană (Perch-Nielsen, 1983). Pe baza nannoplanctonului menționat, considerăm că vârsta Formațiunii de Straja este Ypresian mediu, corespunzătoare biozonelor NP_{12} și NP_{13}.

Formațiunea de Sucevița

Primele informații asupra acestei formațiuni sunt furnizate de Ștefănescu (1927), însă cel care separă și descrie aceste depozite în regiunea Suceava - Sucevița este Joja (1954, 1963).

Litostratigrafia

Joja (1954) separă în zona Putna – Putnișoara, între *„Orizontul Stratelor de Straja"* și *„Orizontul Calcarului de Pasieczna"*, *„Orizontul calcaro-gresos inferior"* cu o grosime de cca. 400 m. Litologic, „orizontul" este alcătuit dintr-un pachet de roci foarte variate, între care predomină, din bază spre partea superioară a coloanei, o gresie kliwiformă (de tipul gresiei de Scorbura), calcare vinete-albăstrui și calcare grezoase verzui-albăstrui, cu hieroglife pe talpă.

Între acestea se intercalează marne verzi, şistoase. Coloana se încheie uneori cu un nivel de argile roşii.

În 1963, Joja descrie stratotipul Formaţiunii de Sucevița pe un profil efectuat pe pârâul Sucevița. Aceasta cuprinde stiva de fliş care urmează în continuitate de sedimentare peste Formaţiunea de Straja şi suportă în acoperiş Calcarul de Doamna. Este alcătuită dintr-o *„asociaţie de gresii calcaroase, cenuşii-albăstrui, fine, în strate de 30-50 cm, cu diaclaze de calcit cu hieroglife pe talpă şi argile verzi foioase, în strate de 15-20 cm, însumând o grosime de cca 400 m*". Stiva de roci este invadată de la sud-est spre nord-vest, pe verticală şi orizontală de gresia de Scorbura, de culoare alb-gălbuie, silicioasă, uneori glauconitică, în general fină, uneori slab calcaroasă, asemănătoare cu gresia de Kliwa.

Ionesi (1966, 1971) observă unele diferenţe între depozitele Formaţiunii de Sucevița din Pânza de Tarcău şi cele sincrone din Semifereastra Humor, motiv pentru care foloseşte denumirea de Formaţiunea de Măgura. Pentru gresiile cu aspect kliwiform de tip Scorbura, utilizează denumirea „gresie de Păltinoasa" (sens Băncilă, 1952, 1958). Litologic, se consemnează ponderea gresiilor calcaroase, secondate de gresii silicioase (de Păltinoasa), marne, argile, şi uneori microconglomerate cu elemente de şisturi verzi.

Ionesi (1971, 1974) separă la partea superioară a formaţiunii un nivel de gresii micacee, cenuşii, slab calcaroase, cu intercalaţii de argile şi marne, în care abundă asterociclinele. Nivelul constituie un reper litologic important, cu o dezvoltare remarcabilă pe orizontală, fiind identificat şi la sud de Bistrița.

Micu (1981) în urma cercetărilor efectuate în zona Sucevița, observă că distribuţia spaţială a gresiei de Scorbura nu este uniformă nici în sens longitudinal, nici transversal şi nici în ceea ce priveşte caracteristicile chimico-mineralogic, remarcându-se spre vest trecerea de la un facies grezos la unul calcaro-grezos. Gresia de Scorbura ar reprezenta un echivalent al gresiei de Vigoda din Carpaţii ucraineni.

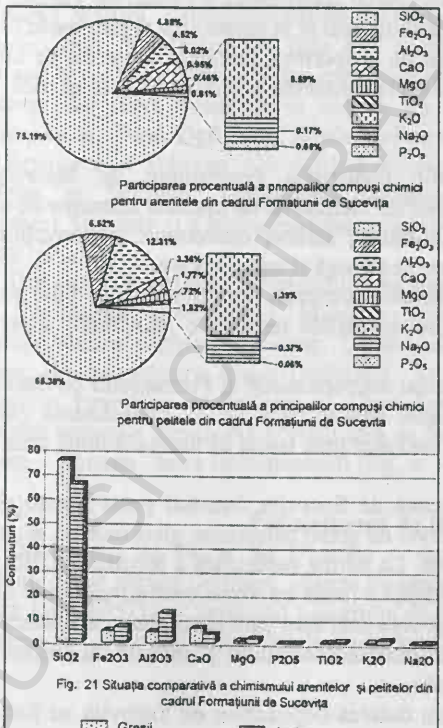


Fig. 21 Situaţia comparativă a chimismului arenitelor şi pelitelor din cadrul Formaţiunii de Sucevița

Fig. nr. 39

Analizele chimice efectuate pe rocile arenitice şi pelitice din Formaţiunea de Sucevița (după Florea, 1999)

Grasu et al. (1988) analizează petrografic Formațiunea de Sucevița din zonele Sucevița (pr. Șoarecu) și Râșca (pr. Râșcuța) , remarcând faptul că lutitele, respectiv argilele și marnele, au o pondere de 60% din totalul rocilor, rocilor arenitice revenindu-le o pondere de numai 40%. Pe baza analizelor microscopice s-au determinat următorii termeni petrografici: biosparite grezoase și cuarțsiltite, biosparite și biomicrite silicolitice, sparite și microsparite cu bioclaste, marne cu bioclaste și gresii calcaroase glauconitice.

Florea (1999), în urma cercetărilor întreprinse în vecinătatea sudică a regiunii Suceava - Putna (în zona Putna - Sucevița), subliniază că Formațiunea de Sucevița are o dezvoltare areală însemnată atât în Pânza de Vrancea cât și în partea estică a Pânzei de Tarcău, grosimea acesteia ajungând în vestul zonei la 400 m. Formațiunea debutează de regulă cu gresia de Scorbura (de culoare cenușii-gălbui sau verzui), peste care se dispune o alternanță de gresii calcaroase cu bioglife și mecanoglife pe talpă, calcare grezoase, argile și marne cenușii sau cenușii-verzui. Se identifică, imediat sub calcarul de Doamna, nivelul de gresii cu asterocicline, în grosime de 5-15 m, care a fost separat pentru prima dată în bazinul Humorului de Ionesi (1971).

Analizele chimice efectuate pe principalele tipuri de roci relevă un conținut mai ridicat de SiO_2 în gresii, pus pe seama aportului suplimentar de material cuarțos în bazinul de sedimentare (fig. nr. 39).

În zona Suceava – Putna – Brodina, Formațiunea de Sucevița aflorează la nord de r. Suceava, pe pr. Straja și la izvoarele pr. Calanceni și la sud de r. Suceava, pe pr. Boului. Urmează în continuitate de sedimentare peste Formațiunea de Straja și suportă în acoperiș, de asemenea în continuitate, Formațiunea de Doamna - Vițeu.

Litologic este alcătuită dintr-o alternanță de gresii cuarțoase, gresii cu ciment calcaros cu hieroglife pe talpă, calcare grezoase, calcare bioclastice, calcare grezoase, argile și marne cenușii sau verzui. Depozitele din Formațiunea de Sucevița reprezintă un fliș arenito-calcaro–argilos, caracteristic în zona noastră de studiu numai zonei estice a Pânzei de Tarcău. La vest condițiile din bazinul de sedimentare se schimbă radical și în consecință și produsele litologice sunt total diferite. Situația tectonică și gradul de acoperire a terenului din zona de aflorare a Formațiunii de Sucevița nu ne-au permis detalieri suplimentare în coloana stratigrafică.

Biostratigrafia

Din punct de vedere biostratigrafic depozitele Formațiunii de Sucevița sunt caracterizate, ca și cele sincrone din litofaciesurile vestice, de un inventar numeros de asociații de microforaminifere, macroforaminifere (numuliți, asiline, operculine, discocycline, etc.), nannoplancton calcaros și palinomorfe, la care se adaugă și unele bivalve.

Primele semnalări în cadrul zonei studiate a prezenței unor numuliți de talie mică, i se datorează lui Ștefănescu (1927) care atribuie depozitele respective „diviziunii superioare a Eocenului".

Joja și colab. (1963) analizând conținutul microfaunistic al Formațiunii de Sucevița, pe baza unei asociații de foraminifere aglutinante separă Zona IV *cu Rhabdamina cilindrica*, Glaessner și *Rhabdamina discreta* Brady și, mai ales prin faptul că urmează după zona a III-a, o atribuie ca vârstă Eocenului inferior.

Ionesi (1971 recoltează din Formațiunea de Sucevița, imediat peste Formațiunea de Straja (pe pârâul Stoineasa Mică), dintr-un nivel de gresii calcaroase glauconitice, un numulit, dar într-o stare de conservare nedeterminabilă. La partea superioară a formațiunii, din nivelul gresiilor cu asterocicline, autorul pune în evidență o faună cu *Asterocyclina taramelli* Schlumb și *Asterocyclina stellatus* d'Archiae, pe lângă care mai apar rare exemplare de discocycline și numuliți. Mult mai bogat este inventarul de macroforaminifere și microforaminifere pus în evidență faciesurile vestice de Tazlău și Tarcău.

Date importante biostratigrafice pentru datarea depozitelor de Sucevița au fost oferite de asociațiile de nannoplancton calcaros.

Florea (1999) prelevează probe pentru determinarea nannoplanctonului de pe pâraiele Sucevița și Bercheza.

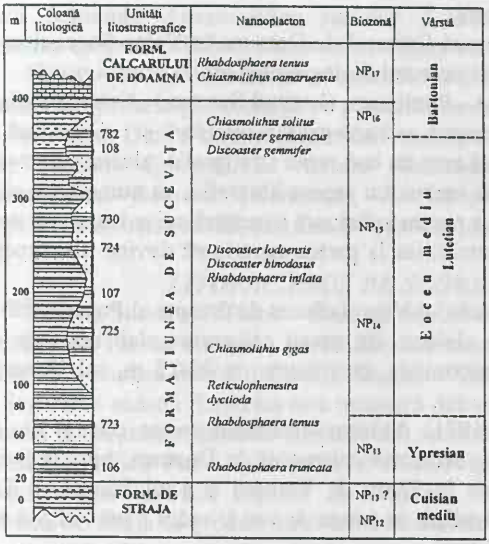


Fig. nr. 40

Biozonele de nannoplancton calcaros separate în bazinul Suceviței (după Florea, 1999)

Din intercalațiile pelitice ce separă bancurile de gresii de tip Scorbura s-a determinat o asociație cu *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Rhabdosphaera truncata* Bramlette et Sullivan, *Rhabdosphaera tenuis* Deflandre, *Discoaster binodosus* Martini, *Discoaster germanicus* Martini, *Reticulophenestra dyctioda* Stradner, *Sphenolithes radians* Deflandre și *Micrantholithus flos* Deflandre, care este atribuită biozonei NP_{13}. Din argilele și marnele verzui sau cenușii ce alternează cu gresii calcaroase autorul pune în evidență taxoni precum *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Rhabdosphaera truncata* Bramlette et Sullivan, *Rhabdosphaera tenuis* Deflandre, *Rhabdosphaera inflata* Bramlette et Sullivan, *Chiasmolithus gigas* Bramlette et Sullivan, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus gamation* Bramlette et Sullivan, *Discoaster binodosus* Martini, *Reticulophenestra placomorfa* (Kamptner) Stradner și *Chipragmalithus cristatus* (Martini), considerată caracteristică pentru biozona NP_{14}.

Din partea superioară a formațiunii se separă taxoni interpretați ca aparținând biozonei NP_{16} (*Discoaster germanicus* Martini, *Toweius gammation* Bramlette et Sullivan, *Reticulophenestra dictyoda* Stradner, *Chiasmolithus solitus* Deflandre, *Discoaster gemmifer* Stradner, *Rhabdosphaera tenuis* Deflandre, *Neococcolithus dubius* Deflandre, *Coccolithus eopelagicus* Bramlette et Sullivan și *Coccolithus crassus* Bramlette et Sullivan). Pe baza biozonelor enunțate depozitele Formațiunii de Sucevița sunt încadrate intervalului stratigrafic Ypresian – Cuisian - baza Bartonianului (fig. nr. 40).

Formațiunea de Doamna - Vițeu

Denumirea de calcar de Doamna o datorăm lui Athanasiu (1913) care a descris stratotipul de pe pârâul Doamna, afluent de dreapta al râului Bistrița. Acestea sunt echivalate de către Joja (1952) cu „orizontul calcarului de Pasieczna" din Galiția și ca urmare introduce denumirea de „orizontul calcarului de Pasieczna".

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Litostratigrafia

Calcarul de Doamna reprezintă unitatea litologică distinctă, caracteristică Eocenului în litofacies de Doamna. Stratigrafic se dispune peste Formațiunea de Sucevița și suportă în acoperiș argilele Formațiunii de Bisericani.

Printre primii geologi care sesizează Calcarul de Doamna în Valea Sucevei se numără Ștefănescu (1927), frapat de caracterul și aspectul litologic deosebit al acestui nivel.

Joja (1954) descrie în zona Putna - Putnișoara (bazinul Sucevei) „*Orizontul Calcarului de tip Pasieczna*" cuprins între „*Orizontul calcaro-gresos inferior*" și „*Orizontul argilos-gresos verde și roșu*". Acesta remarcă că este un bun reper stratigrafic, alcătuit dintr-un calcar dur, alb-cenușiu, alb-gălbui sau alb-slab verzui, cu aspect litografic, cu numeroase chaille-uri care trec uneori în adevărate menilite. La partea inferioară a succesiunii calcarul are deseori un aspect rubanat și o culoare alb-slab verzuie, iar la partea superioară devine mai grosier și de culoare gălbuie.

În 1963, Joja separă în bazinul pârâului Vițeu (afluent de dreapta al Putnei), sub argilele roșii de Strujinoasa, un nivel arenitic alcătuit din gresii calcaroase slab micacee, cenușii-verzui, cu treceri spre gresii litice, glauconitice, în grosime de 20-25 m, sub denumirea de „Strate de Vițeu".

În bazinul Humorului, Ionesi (1971) divizează formațiunea pe criterii litologice și biostratigrafice în doi membri distincți: Membrul calcarului de Doamna, bine individualizat litologic, care-și păstrează carateristicile în Pânza de Vrancea și estul Pânzei de Tarcău și Membrul gresiilor glauconitice, individualizat în partea de sud și redus până la lipsă în partea de nord, datorită invaziei gresiei de Scorbura.

Grasu și colab. (1988) studiază stratotipul sub aspect petrografic, delimitând următoarele tipuri: biomicrite spongolitice, biosparite grezoase, gresii calcaroase, siltite argilo-nisipoase și marne. Calcarele care au impus și denumirea formațiunii, au o pondere de cca. 32% în stiva formațiunii.

Florea (1999) și Bogatu (1999) studiază formațiunea calcarului de Doamna din zonele Putna - Sucevița și respectiv Soloneț – Sucevița - Moldovița. Autorii scot în evidență faptul că depozitele formațiunii își păstrează caracteristicile atât în partea estică a zonei (în Pânza Vrancea), cât și în partea vestică (estul Pânzei de Tarcău), cu deosebirea că silicifierile sunt caracteristice unității vestice. De asemenea aceștia au separat în bază Membrul calcarului de Doamna (Florea, 1999), respectiv Formațiunea calcarului de Doamna (Bogatu, 1999) și la partea superioară Membrul gresiilor glauconitice (Florea, 1999), respectiv Formațiunea de Vițeu (Bogatu, 1999).

În zona Suceava – Putna – Brodina, în Litofaciesul de Doamna, Formațiunea calcarului de Doamna aflorează numai pe pr. Boului (Solzul Lomul – Scorbura). Aici formațiunea se dezvoltă în continuare peste Formațiunea de Sucevița, iar la partea superioară vine în contact tectonic cu depozitele senoniene ale Solzului Bâtca – Glodu și cu gresia de tip Scorbura din Solzul Străjii. Datorită acestei situații tectonice, apar la zi numai depozitele Membrului calcarului de Doamna, cu o grosime redusă, reprezentate prin calcare de culoare alb-gălbuie sau verzuie, dure, compacte, cu chaille-uri, în strate de 2-5 cm până la 20-30 cm.

Menționăm că formațiunea se dezvoltă complet, la vest în Litofaciesul de Scorbura - Doamna, unde este prezentată în detaliu litostratigrafia acesteia.

Biostratigrafia

Date biostratigrafice din formațiunea calcarului de Doamna în litofacies de Doamna sunt relativ puține pe aria estică a Unității de Tarcău, majoritatea referindu-se la Unitatea Vrancea sau la faciesurile vestice a Tarcăului, pe care le vom aminti la momentul respectiv.

La nivelul Formațiunii calcarului de Doamna, (Ionesi 1971) citează o asociație de foraminifere mari, din Membrul calcarului de Doamna (valea Humorului), caracteristică Litofaciesului de Doamna. Aceasta cuprinde următorii taxoni: *Nummulites distans* Desh.,

Nummulites murchisoni Brunner, *Nummulites globulus* Leym, *Nummulites atacicus* Leym, *Nummulites partschi* de la Harpe şi *Assilina cf. praespira* Douvillé. Din Membrul gresiilor glauconitice autorul identifică în aceeaşi zonă o faună ce cuprinde taxoni de *Asterocyclina taramelli* Schlumb, *Asterocyclina stelatus* d'Archiac, *Discocyclina augustae* Weijden, *Discocyclina cf. pratti* Mich. şi *Nummulites cf. partschi* de la Harpe.

Florea (1999) încadrează depozitele calcarului de Doamna pe baza taxonilor determinaţi din probele prelevate de pe pâraiele Sucevița şi Vițeu biozonei NP_{17}, caracteristică pentru Bartonian. Dintre taxonii identificaţi amintim *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay et Mohler, *Sphenolithus radians* Deflandre, *Neococcolithus dubius* Deflandre, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Rhabdosphaera tenuis* Deflandre, *Coccolithus eopelagicus* Bramlette et Sullivan, *Reticulophenestra placomorpha* (Kamptner) Stradner.

LITOFACIESUL DE SCORBURA - DOAMNA

În zona Suceava – Putna - Brodina depozitele în Litofaciesul de Scorbura - Doamna din Unitatea de Tarcău aflorează între linia care marchează fruntea solzilor Bâtca – Glodu şi Străjii, în est şi fruntea Solzului Crucii – Stauina - Sihăstria, în vest (anexele nr. 3, 7, 9).

Separarea acestui litofacies este necesară datorită contextului litologic particular în care se dezvoltă formaţiunile ypresian-luteţiene din sectorul Suceava – Putna - Brodina, comparativ cu sectoarele sudice Putna - Sucevița şi Moldovița. Dacă în sectoarele sudice depozitele ypresian-luteţiene îmbracă faciesul de Doamna tipic, în sectorul nostru, de la nivelul Formaţiunii de Straja se produc modificări litofaciale semnificative. Astfel, coloana litologică a Formaţiunii de Straja se reduce la o alternanţă de argile verzi şi cenuşii şi gresii cuarţoase glauconitice în strate subţiri, cu o coloraţie cărămizie caracteristică la suprafaţă, în grosime de 10-35 m, care vin în contact net cu gresiile de tip Scorbura atât în culcuş cât şi acoperiş. Argilele roşii lipsesc în unele deschideri, iar în altele sunt foarte slab reprezentate. În continuare, faciesul grezo-calcaros al Suceviței este înlocuit în proporţie de 80-90% de varietăţi de gresii de tip Scorbura. În schimb, la nivelul Bartonianului, Formaţiunea calcarului de Doamna se dezvoltă tipic, cu grosimi de până la 70-80 m, putându-se separa membrii calcarului de Doamna şi al gresiei de Vițeu. Situaţiile cele mai clare se găsesc în secţiunile extreme deschise în nord, în valea Sucevei, în sectorul Caraula şi în sud pe valea Putnei.

În aceste condiţii considerăm justificat ca în sectorul Suceava – Putna – Brodina să separăm depozitele cuprinse între Formaţiunea de Straja în pat şi Formaţiunea calcarului de Doamna în acoperiş, drept Formaţiunea de Scorbura şi în consecinţă să conturăm Litofaciesul de Scorbura – Doamna în aria de aflorare a contextului litologic descris. În opinia noastră, separarea Formaţiunii de Scorbura şi a Litofaciesului de Scorbura – Doamna, la nord de valea Putnei, exprimă mai bine realitatea din teren.

Aceste particularităţi litologice din Valea Sucevei au fost observate şi descrise de către Joja încă din 1954. În lucrarea „Structura geologică a flişului marginal de pe Putnişoara şi din cursul inferior al Putnei", Joja remarca că în Pânza de Putna (= Pânza de Tarcău) Eocenul se prezintă sub două faciesuri: unul situat la interior denumit „*Facies de Scorbura*" şi unul la exterior, spre sud şi est denumit „*Faciesul de Putna*". În ce priveşte faciesul de Scorbura autorul spune că"..., *Eocenul este constituit aproape în întregime, dintr'o gresie asemănătoare cu Gresia de Kliwa, foarte dezvoltată în D. Scorbura. Această gresie, care există de altfel ca un simplu banc de câţiva metri pe alocuri şi în faciesul de Putna, ... În D. Scorbura ea pare să invadeze tot Eocenul aşa încât, în afară de această gresie, nu se mai poate distinge în el decât orizontul Stratelor de Straja la bază şi Calcarul de Pasieczna la mijloc.*"

Observaţia pe care trebuie să o facem la cele prezentate de Joja (1954) constă în faptul că el se referea numai la „gresia de Scorbura" separată de noi în baza Formaţiunii de Straja, drept Formaţiunea de Surcele, fără a observa înlocuirea aproape în totalitate la vest de pr. Boului a faciesului grezo-calcaros al Suceviței cu gresiile de tip Scorbura.

În zona noastră de interes se dezvoltă în acest litofacies depozitele care alcătuiesc solzii Străjii, Bâtca – Glodu, Poiana Crucii şi Lama de rabotaj Măgura, antrenată în fruntea solzului Crucii – Stauina - Sihăstria. Am ataşat formaţiunile care alcătuiesc Lama de rabotaj Măgura Litofaciesului de Scorbura - Doamna deoarece, din interpretarea profilelor geologice rezultă că acestea au fost smulse şi antrenate în fruntea Solzului Crucii – Stauina - Sihăstria din formaţiunile Solzului Bâtca - Glodu. De asemenea, particularităţile petrografice ale gresiei care alcătuieşte Solzul Străjii, ca şi interpretarea profilelor geologice justifică ataşarea gresiei din acesta, la acelaşi litofacies (fig. nr. 41).

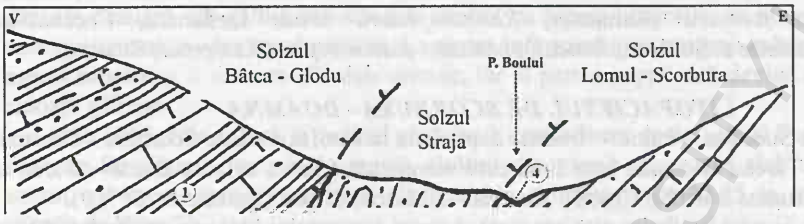


Fig. nr. 41 Poziţia gresiei de Scorbura în Solzul Straja, *1 – calcare argiloase şi marne din Formaţiunea de Hangu; 2 – gresii cuarţoase de tip Scorbura, din Formaţiunea de Scorbura; 3 – gresii cuarţoase de tip Scorbura din Formaţiunea de Surcele; 4 – argile din Formaţiunea de Straja; 5 – falia Jijia; 6 – falia Boului*

Coloana litologică a Litofaciesului de Scorbura – Doamna cuprinde în intervalul Ypresian - Bartonian, din bază spre partea superioară, formaţiunile de Surcele, de Straja, de Scorbura şi a calcarului de Doamna. Acestea au fost urmărite în versantul stâng al Sucevei (pe pâraiele Răstoaca Mare, Calanceni şi Humăriei), Valea Sucevei, versantul drept al Sucevei (pe pâraiele Ciolotei, Cioloteiaş, Boului şi afluenţii săi), în valea Putnei şi afluentul său de stânga, pârâul Glodu. În partea centrală a sectorului, în porţiunea cuprinsă între izvoarele pr. Ciolotei şi pr. Sihastru, formaţiunile eocene sunt acoperite integral de Lama de rabotaj Măgura şi Solzul Crucii – Stauina – Sihăstria (anexa nr. 3, 6, 7).

Fiind nevoiţi să reluăm discuţia asupra unor formaţiuni prezentate anterior, în continuare, în aceste cazuri, vom insista pe diferenţele litologice şi biostratigrafice unde este cazul, considerând că aspectele de ordin general au fost deja clarificate.

Formaţiunea de Surcele

Aşa cum s-a precizat anterior, Formaţiunea de Surcele are o dezvoltare constantă sub depozitele Formaţiunii de Straja, în zona situată la nord de Valea Putnei. Excepţie face numai partea estică a Litofaciesului de Scorbura – Tazlău (Solzul Crucii – Stauina – Sihăstria), unde sub Formaţiunea de Straja nu am cartat aceste depozite. Însă acest lucru s-ar putea datora şi situaţiei din teren, unde acest interval este foarte dificil de urmărit, atât în nord, în valea Sucevei, cât şi în sud în zona de izvoare a pâraielor Ascuncelul şi Măgura.

În Litofaciesul de Scorbura - Doamna, Formaţiunea de Surcele a fost urmărită din nord, în versantul stâng al Sucevei (pe pr. Calanceni), în Valea Sucevei, în versantul drept al Sucevei (pe pâraiele Cioloteiaş şi Sihastru), până în sud, în Valea Putnei şi afluentul sau de stânga, pr. Glodu. În partea centrală a sectorului formaţiunile eocene sunt acoperite integral de Lama de rabotaj Măgura şi Solzul Crucii – Stauina - Sihăstria.

Din punct de vedere litologic formațiunea este similară cu cea descrisă în Litofaciesul de Doamna. Este alcătuită, în proporție de peste 90%, din gresii cuarțoase, glauconitice, gălbui, albicioase, gălbui-verzui sau gălbui-maronii.

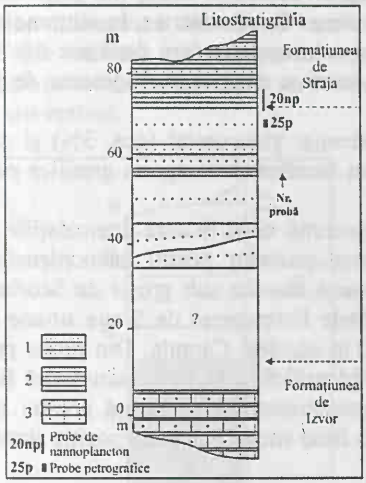


Fig. nr. 42
Coloana litologică a Formațiunii de Surcele în Valea Sucevei (sectorul Caraula)

1 – gresii cuarțoase de tip Scorbura
2 – siltolutite
3 – gresii calcaroase din Formațiunea de Izvor

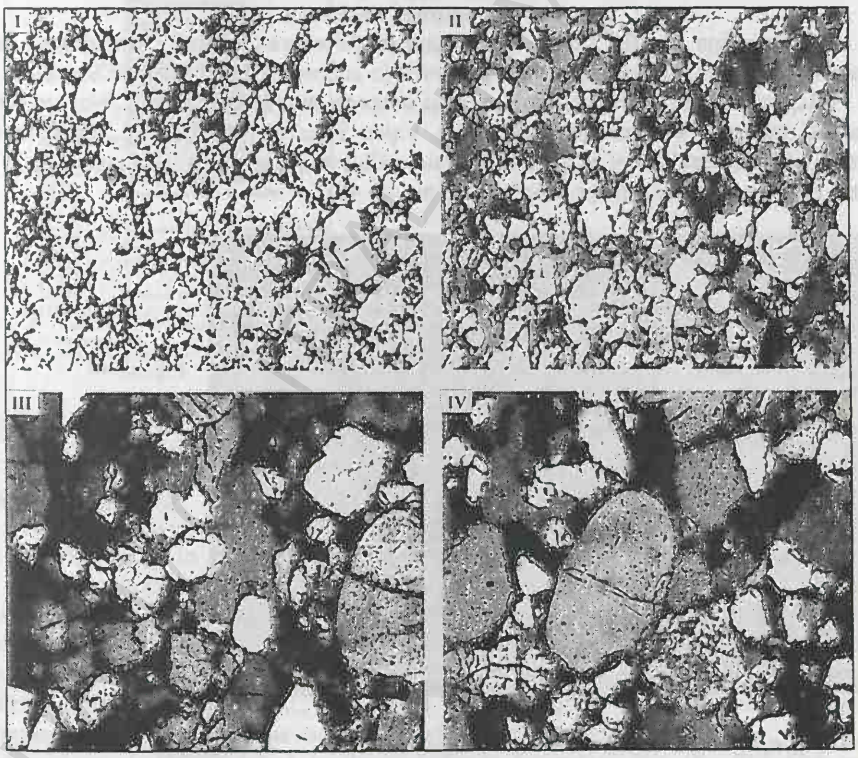


Fig. nr. 43 – Imagini la microscop din gresiile cuarțoase de tip Scorbura (Formațiunea de Surcele)
(*Câmpuri: I, II – granule de cuarț alogen rotunjite și subangulare, litoclaste de cuarțite și feldspați, în ciment silicios de pori și pelicular; I – N-, x32; II – N+, x32; III, IV – detalii din câmpurile I și II, N+, x200*)

Aceasta prezintă treceri transversal şi direcţional spre varietăţi de gresii slab calcaroase sau calcarose. Aceste gresii se dispun de regulă în bancuri masive de 1-2 m sau chiar 10-15 m, care uneori trec pe direcţie în secvenţe turbiditice alcătuite din doi termeni, arenitic şi silto-pelitic, dar în care predomină fracţiunea arenitică (fig. nr. 42).

Petrografic, corespunde de asemenea cu descrierea făcută anterior. În secţiune s-au pus în evidenţiază granule de cuarţ alogen, rotunjite şi subangulare, care depăşesc 90-95% din masa rocii, alături de litoclaste (sub 2%) de roci verzi şi cuarţite şi fragmente de feldspat potasic (sub 2%).

Din categoria materialelor autigene s-a evidenţiat glauconitul (cca. 3%) şi cimentul silicios, pelicular sau de pori. Aceste roci noi le-am încadrat în categoria gresiilor cuarţoase glauconitice, cu ciment silicios (fig. nr. 43).

În ce priveşte vârsta, constituţia litologică a acestui nivel în care intercalaţiile pelitice sunt aproape inexistente, nu ne-a permis recoltarea probelor pentru nannoplancton. Am recoltat în schimb probe din secvenţele lutitice situate imediat sub gresia de Scorbura, din Formaţiunea de Izvor (de pe pr. Boului) şi din lutitele Formaţiunii de Straja situate imediat peste nivel, de pe pr. Boului şi din valea Sucevei, în sectorul Caraula. Din proba prelevată (20np) din acoperişul gresiei, sectorul Caraula, am identificat o faună caracteristică Biozonei NP_{12}, care indică Ypresianul mediu. Faunele demonstrează izocronismul acestui nivel în litofaciesurile din zona noastră de studiu, pe Caraula fiind situat în aceeaşi poziţie stratigrafică ca şi pe pr. Boului (Litofaciesul de Doamna)

Formaţiunea de Straja

Pe suprafaţa de aflorare a litofaciesului de Scorbura-Doamna, Formaţiunea de Straja urmează peste Formaţiunea de Surcele şi suportă în acoperiş Formaţiunea de Scorbura.

Raporturile între formaţiunile din pat şi acoperiş sunt de continuitate. Noi am cartat-o în versantul stâng al Sucevei (pr. Calanceni), Valea Sucevei (în versantul stâng, în sectorul Caraula), în versantul drept al Sucevei (pâraiele Ciolotei, Cioloteiaş şi Sihastru) şi în bazinul Putnei (în Valea Putnei şi pe pr. Glodu) (fig. nr. 44, 45).

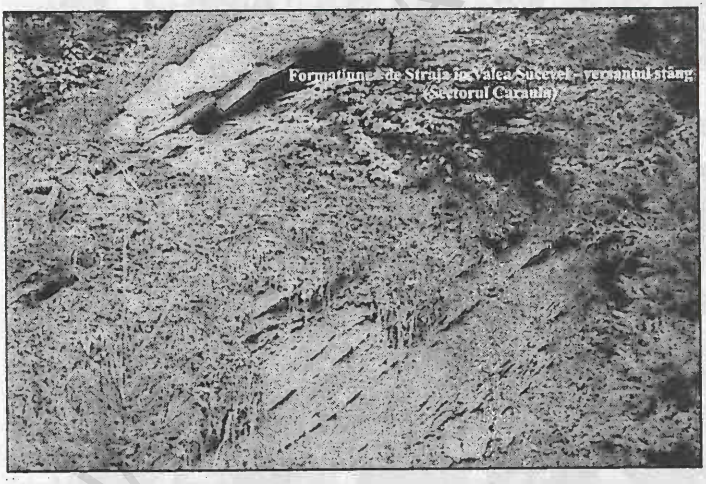


Fig. nr. 44

Formaţiunea de Straja în Valea Sucevei, în sectorul Caraula (Solzul Bâtca – Glodu)

Litostratigrafia

De la acest nivel condiţiile de sedimentare în bazin se schimbă, litologia formaţiunii fiind diferită atât faţă de ariile estice (Litofaciesul de Doamna), cât şi faţă de cele vestice (Litofaciesul de Scorbura - Tazlău). Coloana litologică a formaţiunii se reduce la un pachet de

roci cu o grosime de cca. 10-40 m, alcătuit dintr-o alternanță de silto-lutite și arenite, dispuse în strate de 5-15 cm (fig. nr. 45).

Arenitele cu o colorație roșie-cărămizie la suprafață, sunt reprezentate într-un procent de peste 70% din gresii cuarțoase verzui, glauconitice, uneori rubanate datorită alternanței laminelor milimetrice de culoare verzui-albicioasă cu cele de culoare brun-negricioasă, cu treceri spre varietăți mai calcaroase. Acestea sunt dispuse în strate de 5-15 cm grosime, cu hieroglife pe talpă, cu un aspect macroscopic care merge până la identitate cu cele din zonele estice sau vestice.

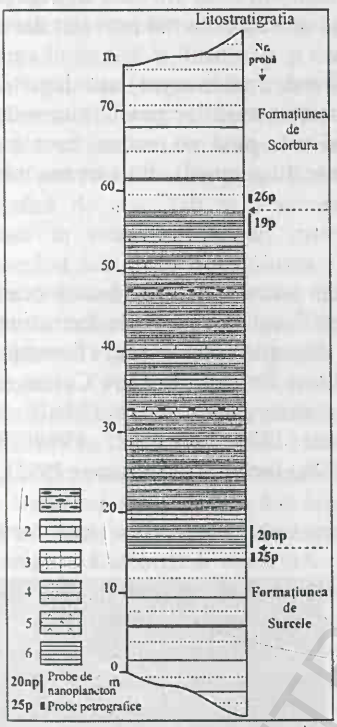


Fig. nr. 45
Coloana litologică a Formațiunii de Straja
În Valea Sucevei, sectorul Caraula

1 – calcare silicolitice
2 – calcare
3 – gresii calcaroase
4 – gresii cuarțoase
5 – silicolite
6 – siltolutite

În ce privește nivelele de roci silicioase, din categoria silicolitelor – gaizelor spongolitice, nu se diferențiază nivele clare precum în Litofaciesul de Doamna, anunțând trecerea spre un facies mai arenitic, care devine evident în Litofaciesul de Scorbura – Tazlău (fig. nr. 57, 58).

Secvențele silto-lutitice sunt alcătuite din argile verzi și cenușii, lipsind argilele roșii foarte bine dezvoltate în Formațiunea de Straja de pe pr. Boului (Litofaciesul de Doamna). Acest aspect ne sugerează instalarea unor condiții geochimice diferite în partea vestică a bazinului față de cea estică. Secvențele silto-lutitice predomină asupra arenitelor, depășind 55% din coloana litologică. O situație similară, în care argilele roșii lipsesc, este proprie și Formațiunii de Piatra Uscată, care se dezvoltă în faciesurile estice ale Unității de Vrancea (Dumitrescu, 1952; Grasu et al., 1988). În ciuda absenței argilelor roși, la suprafață formațiunea își păstrează colorația roșie-cărămizie caracteristică.

Grasu et al. (1988) luând în discuție datele proprii și cele din literatură privind petrografia formațiunilor de Straja și Piatra Uscată și semnificațiile paleomediale ale acesteia, arată că:

- formațiunile apar ca un accident silicios după episodul detrito-carbonatic al Izvorului, accident determinat de excesul de silice organogenă intervenit în bazin;

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- termenii petrografici descriși denotă o mare instabilitate a mediului geochimic și variație a condițiilor de sedimentare, cu efecte asupra mediului biotic;

- stratificația gradată demonstrează că în parte sedimentarea a fost de natură turbiditică;

- granulometria siltică sau corespunzătoare unor nisipuri fine din baza ritmurilor turbiditice indică că sursele de material epiclastic au fost situate mai îndepărtat, sau în cazul în care au fost mai apropiate, relieful a fost foarte șters;

- sursa materialului spiculitic ar constitui-o un șelf intrabazinal de cordilieră submersă, similară cu cea care a alimentat bazinul paleocen;

- dezvoltarea masivă a organismelor silicioase, conform celor afirmate de Joja (1960) și Băncilă și Papiu (1960), este pusă pe seama unui exces de silice marină provenit din erupțiile submarine care sau prelungit din Senonian în Paleocen;

- aspectul vărgat al formațiunii (culorile roșii, verzi, uneori negre) este legat direct de prezența compușilor de fier din roci, sugerând o alternanță a mediilor geochimice reducătoare cu cele oxidante. De asemenea, proveniența fierului este pusă pe seama unor arii sursă caracterizate de un climat favorabil formării lateritelor (cald și umed), din care era transportat în bazin înglobat în materialul argilos.

Biostratigrafia

Datarea formațiunii de Straja s-a efectuat, așa cum s-a mai arătat, pe baza asociațiilor de microforaminifere, nannoplancton și palinologice identificate în depozitele formațiunii și pe baza asociațiilor, inclusiv de macroforaminifere, din depozitele subiacente (Formațiunea de Izvor) și a celor suprajacente (formațiunile de Sucevița și Tazlău), de către Costea și Balteș (1962), Joja et al. (1963), Grigoraș et al. (1966), Agheorghiesei et al. (1967), Bratu și Alexandrescu (1970) Ionesi și Tocorjescu (1970), Ionesi (1971, 1975, 1987, 1999), Bombiță (1973), Dicea (1974), Bratu (1975, 1985), Olaru (1978), Ionesi și Mészáros (1995), Florea (1999) și Bogatu (1999).

Noi am recoltat din nivelul pelitic (argile siltitice verzi) două probe pentru analize de nannoplancton (19np și 20np), din sectorul Caraula. Asociația determinată conține taxoni precum: *Discoaster binodosus* Martini, *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster distinctus* Martini, *Discoaster gemmifer* Stradner, *Discoaster germanicus* Martini, *Chiasmolithus solitus* Bramlette et Riedel, *Chiasmolithus grandis* (Bramlette et Riedel), *Chiasmolithus eograndis* Perch-Nielsen, *Neococcolithus protenus* Bramlette et Sullivan, *Marthasterithes tribrachiatus* (Bramlette et Sullivan) Deflandre, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Schyphosphaera tubicena* Stradner, *Rhabdosphaera truncata* Bramlette et Sullivan, *Rhabdosphaera pinguis* Deflandre, *Helicopontosphaera seminulum lophota* Perch-Nielsen, *Heliorthus junctus* Bramlette et Sullivan, *Reticulophenestra dictyoda* Stradner, *Sphenolithus moriformis* Deflandre, *Toweius pertusus* Mohler, este caracteristică pentru biozonele NP_{11}-NP_{12}, indicând Ypresianul mediu.

Formațiunea de Scorbura

Primele informații privind dezvoltarea în Valea Sucevei a depozitelor de peste Formațiunea de Straja, într-un facies arenitic particular, le datorăm lui Joja (1954). Însă, ceea ce nu sesizează corect Joja este faptul că dezvoltarea maximă a acestor nivele de roci, denumite de el gresii de Scorbura, nu este caracteristică pentru Dl. Scorbura, ci pentru aliniamentele mai vestice Dl. Bâtca - La Strungi - Dl. Glodu și Culmea Cârmaci - Dl. Stauina (anexele 3-9).

De altfel și alți autori, referindu-se la faciesul mai intern din zona cuprinsă între râurile Suceava și Moldova, au remarcat dezvoltarea mai mult sau mai puțin continuă a unor nivele de roci kliwiforme (în bancuri metrice) în Formațiunea de Sucevița și în cele echivalente acesteia (Băncilă, 1952, 1958; Turtureanu și Albu, 1957; Ionesi, 1966, 1971; Micu, 1981; Florea, 1999, Bogatu, 1999).

Ca poziție stratigrafică în coloana eocenă, analizele de nannoplancton efectuate din depozitele formațiunii și din depozitele din pat și culcuș, au demonstrat izocronismul cu formațiunile de Sucevița și Scorbura -Tazlău, de vârstă Ypresian superior – Lutețian.

În arealul nostru formațiunea aflorează pe pr. Răstoaca Mare (afluent de stânga al pr. Falcău), pr. Calanceni (afluent de stânga al r. Suceava), în Valea Sucevei (în sectorul Caraula), pe pâraiele Ciolotei și Cioloteiaș (afluenți de dreapta ai Sucevei), pr. Sihastru (afluent al pr. Boului), pr. Glodu (afluent de stânga al r. Putna) și în Valea Putnei.

Litostratigrafia

Punctele în care coloana stratigrafică a formațiunii este deschisă integral, permițând descrierea litologică în detaliu ca și contactele cu depozitele din pat și acoperiș, sunt deschise în zonele extreme, în nord în Valea Sucevei, sectorul Caraula și în sud, pe pr. Glodu și în Valea Putnei (în sectorul cuprins între confluențele cu pr. Glodu și pr. Icoana). Secțiunea reprezentativă este cea din Valea Sucevei, sectorul Caraula (fig. nr. 46).

În sectorul Caraula, peste Formațiunea de Straja (fig. nr. 47), urmează pe o grosime stratigrafică de cca. 370 m o succesiune alcătuită în proporție de peste 90% din gresii cuarțoase în strate și bancuri metrice, în care intercalațiile silto-lutitice sunt reduse, reprezentând sub 10% din coloana litologică. Monotonia este întreruptă numai în partea superioară de o intercalație de cca. 25 m grosime de gresii fin granulare verzui și silicolite. Însă, peste aceasta urmează din nou, până sub calcarul de Doamna, același tip de gresii. Menționăm că raporturile stratigrafice între depozitele din pat (Formațiunea de Straja) și cele din acoperiș (Formațiunea calcarului de Doamna) sunt de continuitate, contactele cu depozitele amintite fiind foarte clare în secțiunile deschise.

Situațiile litologice cartate în sectorul Caraula și în sud, în Valea Putnei și pr. Glodu, ne-au justificat separarea a doi membrii: *Membrul de Caraula* și *Membrul de Calanceni.*

Membrul de Caraula a fost separat în secțiunea din sectorul Caraula și apoi identificat în Valea Putnei, pr. Glodu, pr. Calanceni și pr. Răstoaca Mare.

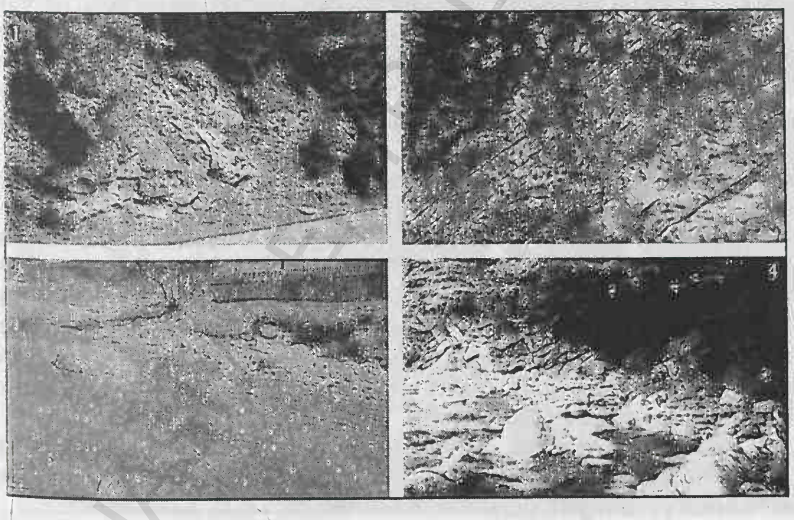


Fig. nr. 46 Formațiunea de Scorbura

1 - gresia de Scorbura din Membrul Caraula pe r. Suceava;

2 - gresia de Scorbura din Membrul Caraula pe r. Putna;

3 – nivelul silicolitic din Membrul de Calanceni pe r. Suceava; 4 – gresia de Scorbura din Membrul Calanceni pe pr. Glodu.

Din punct de vedere litologic membrul este caracterizat de o succesiune monotonă de gresii grosiere cu treceri spre medii și fine, dispuse în bancuri care ating și 10-15 m sau strate de 0,40-1 m grosime, cu hieroglife slab dezvoltate pe talpă, reprezentând peste 95% din coloană. Intercalațiile silto-lutitice și rocile calcaroase sunt cu totul subordonate, procentual

ocupând sub 5% din grosimea stratigrafică a membrului. Grosimea stratigrafică totală a acestuia variază de la 245 m pe pr. Glodu, la 280 m în sectorul Caraula (fig. nr. 47).

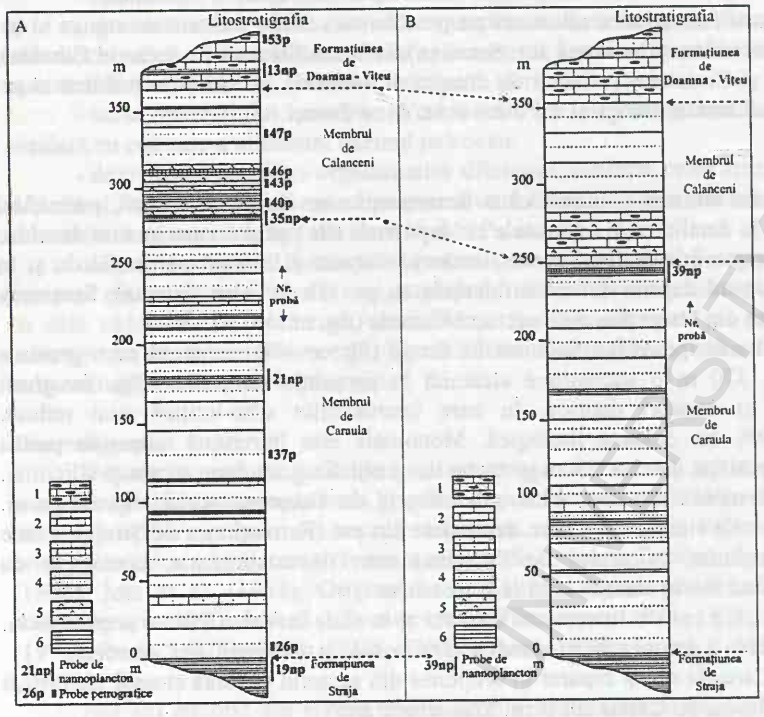


Fig. nr. 47
Coloana litologică a Formațiunii de Scorbura

A – sectorul Caraula
B – Valea Putnei

1 – calcare silicolitice
2 – calcare
3 - calcare grezoase
4 – gresii cuarțoase, glauconitice, de tip Scorbura
5 – silicolite
6 – siltolutite argile și marne cenușii și verzui

Macroscopic gresiile au un aspect kliwiform, identic cu cel descris în cazul gresiilor de tip Scorbura din Formațiunea de Surcele. Au o colorație gălbuie, albicioasă, mai rar trecând spre varietăți cenușiu-maronii. Testul cu HCl relevă faptul că în același strat există secvențe care fac efervescență cu HCl, indicând un ciment calcitic și secvențe care nu fac. Distribuția acestor secvențe nu respectă o anumită regulă, sugerând mai degrabă plaje cu ciment calcitic care a substituit cimentul silicios.

La microscop, în anumite câmpuri predomină extraclastele (peste 90%), reprezentate de granulele de cuarț subangulare și rotunjite, subordonat angulare (85-95%), litoclaste de cuarțite și șisturi cuarțitice sericitoase (3%) și feldspați (2%), prinse într-un ciment silicios, pelicular și de pori. În altele, proporția se schimbă, granulele de cuarț scad procentual la 70-80%, litoclastele cresc până la 10-15%, iar feldspații, dintre care predomină cei potasici, ajung la 20%. Cimentul este silicios, pelicular și de pori (fig. nr. 48). În ambele cazuri glauconitul este prezent în procente de până la 3%. Noi am încadrat aceste roci în categoria gresiilor cuarțoase glauconitice, cu ciment silicios, cu treceri spre secvențe litofeldspatice, considerând că se încadrează în categoria gresiilor de tip Scorbura.

Intercalațiile silto-lutitice au grosimi de până la 20 cm și au în bază uneori calcare grosiere maronii. Macroscopic în aceste intercalații se pot separa argile și marne cenușii sau verzui, cu un aspect laminat și, de regulă, dure.

Membrul de Calanceni a fost separat, ca și în cazul membrului inferior, în profilul deschis în sectorul Caraula. Ulterior a fost identificat și în sud, pe pr. Glodu.

Grosimea Membrului Calanceni variază de la 80 m în sectorul Caraula, la 120 m pe pr. Glodu. Caracteristic acestui membru îi este apariția unui nivel silicolitic, în grosime de 25-35 m, probabil un facies recurent care amintește de Straja. Recurența faciesului de tip Straja este posibilă, având în vedere că însuși Formațiunea de Straja în zona Suceava – Putna – Brodina

se prezintă ca un „accident silicios" în sedimentarea arenitică din Ypresian – Luteţian, fiind dezvoltată între gresiile de Scorbura din Formaţiunea de Surcele, în pat şi cele din Formaţiunea de Scorbura, în acoperiş.

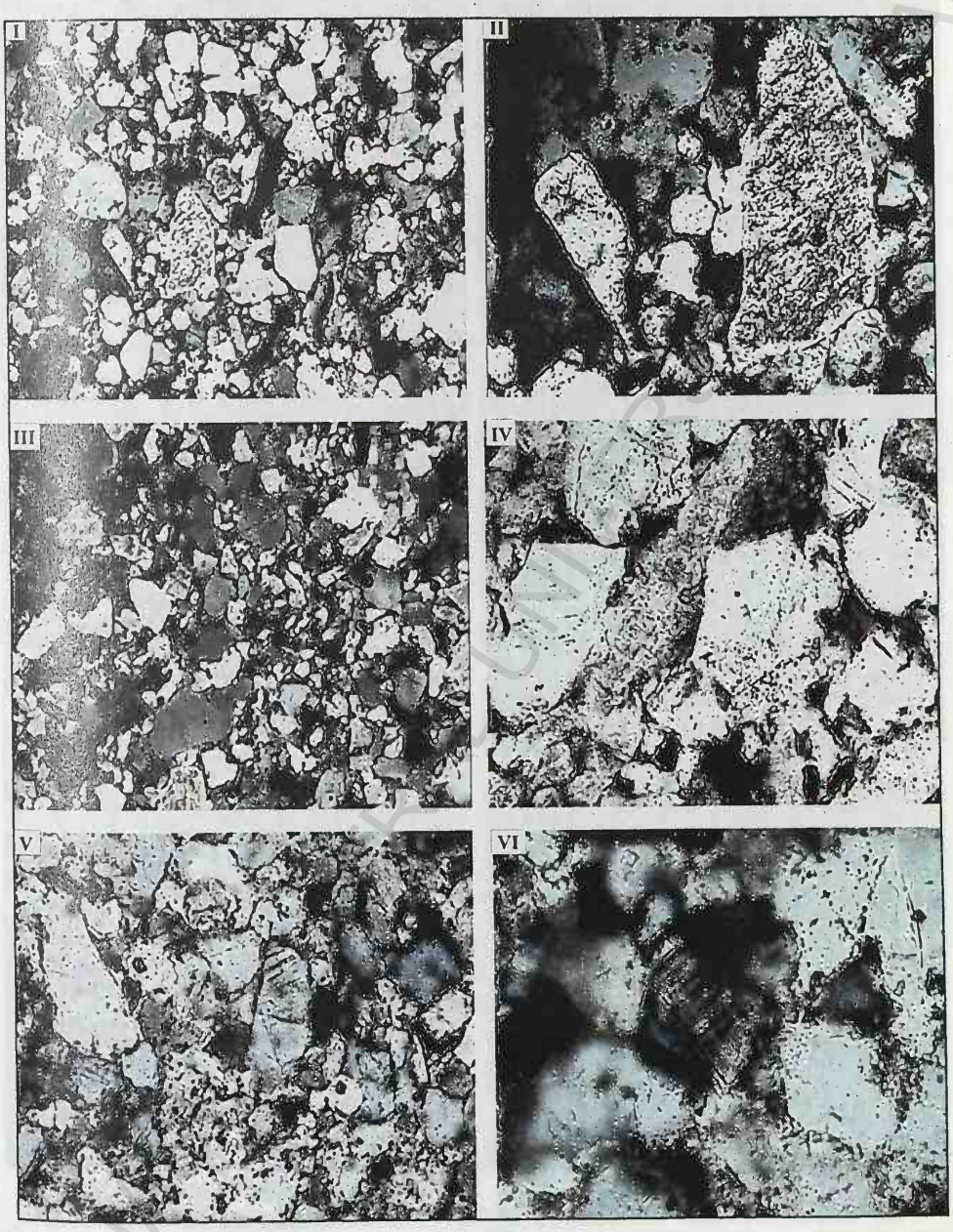


Fig. nr. 48 – Imagini la microscop din gresiile cuarţoase de tip Scorbura
(*Câmpuri: I, III, V – cuarţ alogen, litoclaste de cuarţite şi feldspaţi cu ciment silicios poro-pelicular, N+, x100; II, IV, VI – detalii din câmpurile I, III şi IV cu N+, x200*)

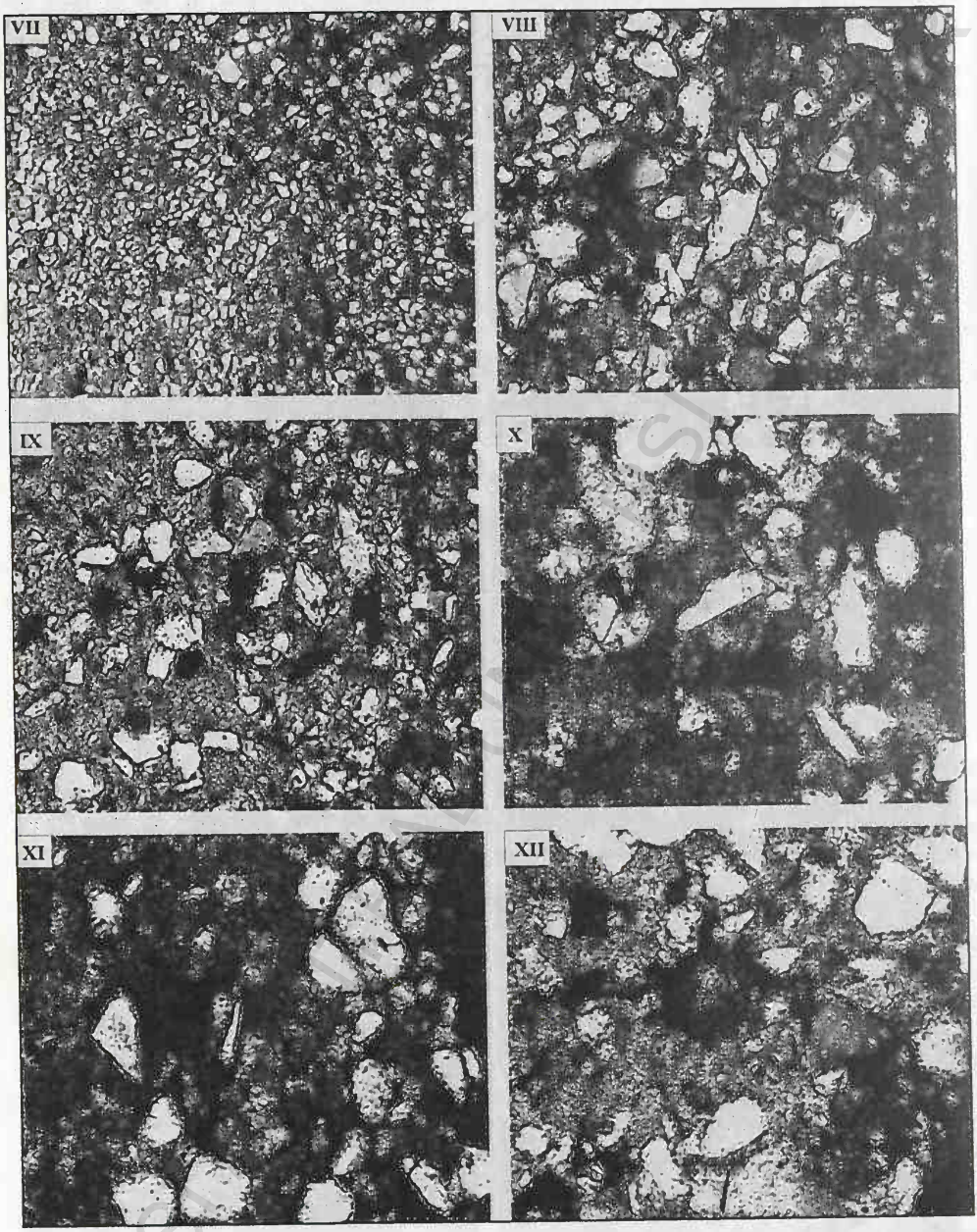


Fig. nr. 49 - Imagini la microscop din rocile fin granulare (gresii cuarţoase glauconitice) şi fine (silicolite)

(Câmpuri: VII, IX – extraclaste de dimensiuni siltice de cuarţ, litoclaste şi feldspaţi, într-o masă de silice, N+, x32; VIII, X – detalii din câmpurile VII şi X cu N+, x200; XI, XII – masă de calcedonie şi opal cu extraclaste de cuarţ şi spiculi de spongieri şi bioclaste transformate, N+, x200)

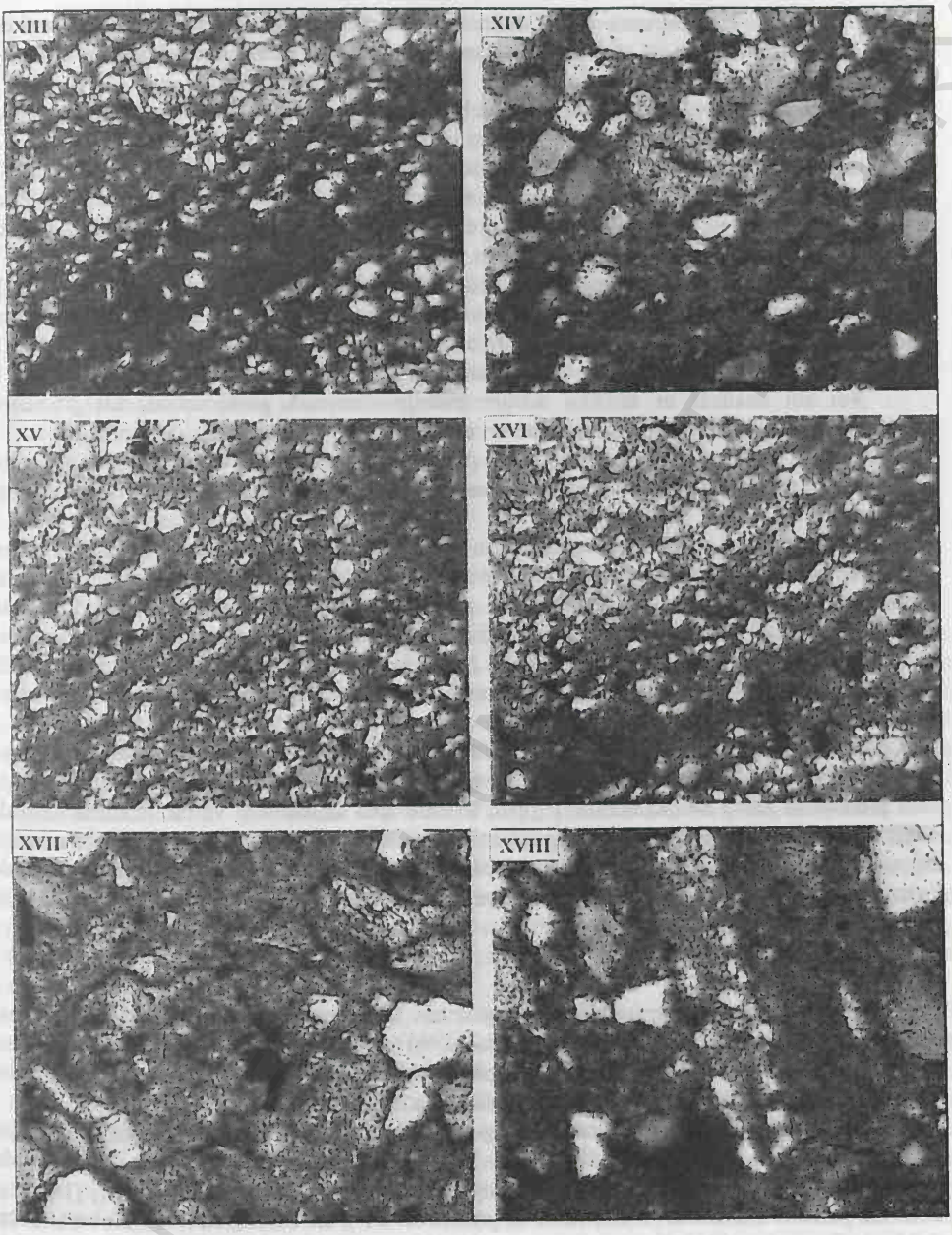


Fig. nr. 50 – Imagini la microscop din silicolite siltice

(Câmpuri: XIII, XV, XVI – alternanța câmpurilor în care predomină materialul epiclastic de cuarț siltic cu cele în care predomină opalul și calcedonia autigene, N+, x100; XIV – detaliu din câmpul XIII, N+, x200; XVII, XVIII – masă de calcedonie și opal cu extraclaste de cuarț și spiculi de spongieri, alcătuiți din calcedonie, cuarț microcristalin și bioclaste transformate, N+, x200)

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY

Liologic, se înregistrează câteva diferențe între succesiune din secțiunea Caraula și cea de pe Glodu, însă acestea nu afectează divizarea formațiunii, ci atenționează asupra variațiilor longitudinale ale membrului superior.

Astfel, în sectorul Caraula membrul debutează cu un nivel în grosime de 25 m, alcătuit dintr-o succesiune de gresii cuarțoase glauconitice, fin granulare, în strate de 5-15 cm, dure și silicolite verzui, foarte dure, casante, cu spărtură așchioasă, în strate de 5-10 cm. Coloratia la suprafață este roșie-cărămizie sau negricioasă, probabil datorată compușilor de fier. Peste acest nivel urmează pe o grosime de 50 m gresia de Scorbura, kliwiformă, albicioasă-gălbuie, în strate 40-80 cm, sau bancuri de până la 3 m grosime.

În secțiunea de pe Glodu membrul debutează tot cu un nivel silicolitic, în grosime de 35 m, dar în alcătuirea nivelului pe lângă rocile descrise anterior (gresii cuarțoase glauconitice, fine și silicolite) participă și calcare silicolitice și calcare cu chaille-uri, care pot ajunge până la 50% din coloană. Peste acesta urmează bancuri de gresii de Scorbura, pe o grosime de 75 m.

Noi am analizat în secțiuni subțiri gresiile cuarțoase glauconitice, fin granulare, silicolitele și gresiile de Scorbura de peste nivelul silicolitic.

Analiza microscopică a gresiilor de peste nivelul silicolitic a relevat o compoziție mineralogică foarte apropiată de cele descrise din gresiile membrului inferior și Formațiunea de Surcele.

În secțiunile subțiri confecționate din gresiile cuarțoase glauconitice, fin granulare, verzui, se pot decela extraclaste (30-55%) de cuarț, litoclaste și feldspați potasici, cu contur subangular și angular, într-o masă de opal și clacedonie. În unele câmpuri apar alături de cuarț cherturi și spiculi de spongieri și material bioclastic puternic transformat. De asemenea se remarcă glauconitul autigen în proporție de 2-3%. În secțiune se observă că extraclastele de dimensiuni siltice sau nisipuri fine predomină în masa rocii, ceea ce este în consens cu aspectul macroscopic, de roci fin granulare.

În cazul termenilor cu aspect de silicolite analizate sub microscop, aspectul mineralogic nu diferă foarte mult față de secvențele cu aspect fin granular. Crește frecvența câmpurilor în care predomină masa de calcedonie și opal, în care apar în cantități variabile extraclaste de cuarț alături de spiculi de spongieri și material bioclastic transformat (sub 30%). În anumite câmpuri predomină însă fracțiunea epiclastică siltică (până la 50%), reprezentată mai ales de cuarț. Trecerile între secvențele fin granulare și cele cu aspect de silicolite este surprinsă în figurile nr. 49 și 50.

Biostratigrafia

Din punct de vedere biostratigrafic depozitele sincrone Formațiunii de Scorbura au fost cercetate de Ștefănescu (1927), Joja și colab. (1963), Bombiță (1973), Dicea (1974), Ionesi (1967, 1971, 1997, 1999), Florea (1999). Aspectele biostratigrafice evidențiate sunt prezentate la discuția formațiunilor de Sucevița și Scorbura - Tazlău.

Pentru încadrarea biostratigrafică a depozitelor formațiunii de Scorbura am recoltat din secvențele pelitice din profilul deschis în Valea Sucevei, sectorul Caraula, 4 probe de nannoplancton. Două au fost recoltate din depozitele din pat (19np) și din acoperiș (13np) și două din pelitele intercalate în bancurile de gresii cuarțoase ale formațiunii de Scorbura (21np și 35np). De pe pr. Glodu s-a recoltat o probă (39np) din baza Membrului Calanceni (fig. nr. 47).

Nannoplanctonul determinat din probele din pat și acoperiș și semnificațiile acestuia sunt discutate la formațiunile de Straja, respectiv Doamna - Vițeu. Din probele recoltate din intercalațiile silto-pelitice ale gresiilor de tip Scorbura, am pus în evidență două asociații de nannoplancton:

Asociatia 1

Discoaster lodoensis Bramlette et Riedel

Rhabdosphaera truncata Bramlette et Sullivan

BCU "ȘTEFAN CEL MARE" SUCEAVA

Rhabdosphaera tenuis Deflandre
Discoaster germanicus Martini
Reticulophenestra dyctioda Stradner
Sphenolithes radians Deflandre
Micrantholithus flos Deflandre
Chiasmolithus solitus Bramlette et Sullivan
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok.

Asociația 2
Discoaster lodoensis Bramlette et Riedel
Rhabdosphaera truncata Bramlette et Sullivan
Rhabdosphaera tenuis Deflandre
Rhabdosphaera inflata Bramlette et Sullivan
Chiasmolithus gigas Bramlette et Sullivan
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller
Coccolithus gamation Bramlette et Sullivan
Reticulophenestra placomorfa (Kamptner) Stradner
Chipragmalithus critatus (Martini)
Reticulofenestra umbilica Levin
Chiasmolitus solitus Bramlette et Sullivan
Sphenolithus moriformis Deflandre.

Analizând asociația 1 se observă că apar taxoni noi față de cei descriși în cadrul biozonelor din Formațiunea de Straja, precum: *Rhabdosphaera truncata* cu o evoluție într-un interval de timp cuprins între biozonele NP_{12} și NP_{14}; *Rhabdosphaera tenuis* care își începe evoluția din biozona NP12 și care împreună cu *Rhabdosphaera truncata* constituie taxonii comuni faunei din zona NP_{13} (Bratu și Gheța 1972). De asemenea, în biozonă NP_{12} debutează și taxonul *Reticulophenestra dyctioda* care are extincție în Biozona NP_{16}. Taxonul *Chiasmolithus solitus* evoluează din biozona NP_{10}, partea mediană, până în biozona NP_{15} partea terminală (Perch-Nielsen, 1983). Același taxon este menționat de Gheța (1972), în același interval stratigrafic, în depozitele de fliș în facies de Șotrile din Carpații Orientali. Gartner (1978) precizează faptul că taxonul a fost întâlnit în biozonele P_{12} și P_{13} în depozitele din Florida, SUA. Mészáros (1991) citează acest taxon ca fiind comun în biozonele NP_9-NP_{13}. Pe aceste argumente se bazează atribuirea acestei asociații biozonei NP_{13}, de vârstă Ypresian superior.

Trecând în revistă asociația 2, se remarcă spre partea superioară a intervalului stratigrafic dispariția taxonilor *Discoaster lodoensis* și *Discoaster binodosus* care are loc în biozonele NP_{14}, respectiv NP_{15}. Se mențin Rhabdospheridele prin speciile *Rhabdosphaera truncata* și *Rh. tenuis* pe lângă care mai apare *Rhabdosphaera inflata*, taxon care este frecvent utilizat pentru definirea biozonei NP_{14} în lipsa marcatorului. Taxonul *Reticulofenestra umbilica* își face apariția în biozona NP_{15} partea terminală, iar extincția se produce în biozona NP_{22} (Perch-Nielsen, 1983). Gartner (1978) citează taxonul în depozitele sedimentare din Florida - SUA, în biozonele NP_{11}-NP_{17}. Mészáros et al. (1991) îl citează ca fiind comun în biozona NP_{16}. Este notabilă de asemenea și prezența taxonului *Chiasmolithus gigas* care este utilizat pentru divizarea biozonei NP_{15} constituindu-se astfel într-un marcator secundar al biozonei menționate. Asociația identificată acoperă intervalul corespunzător biozonelor NP_{14} și NP_{15}, iar depozitele sedimentare care le conțin pot fi atribuite Eocenului mediu (Lutețianului).

În concluzie, din analiza asociațiilor 1 și 2, precum și ale celor din pat și acoperiș, Formațiunea de Scorbura revine intervalului Ypresian superior - Lutețian. Totodată se impune precizarea că gresiile de Scorbura de la partea superioară, de peste nivelul silicolitic, care vin în contact direct cu calcarele de Doamna, ar putea reprezenta echivalentul gresiilor cu

asterocicline separate la sud de râul Putna, în bazinul Moldoviței de către Ionesi (1961, 1971) și bazinul Suceviței de către Florea (1999).

Formațiunea de Doamna - Vițeu

Așa cum s-a amintit, depozitele cuprinse în Formațiunea calcarului de Doamna și a gresiei de Vițeu au fost investigate în zonele sudice de o serie de cercetători dintre care am amintit pe Ștefănescu (1927), Joja (1954, 1963, 1978), Ionesi (1971), Micu (1979, 1981,1993), Grasu et al. (1988), Florea (1999) și Bogatu (1999).

În perimetrul nostru formațiunea aflorează pe pr. Răstoaca Mare, pr. Calanceni, în Valea Sucevei (sectorul Caraula), versantul drept al Sucevei (calea ferată), izvoarele pr. Sihastru, afluenții de dreapta ai pr. Glodu și Valea Putnei, în sectorul Bodârlău.

Litostratigrafia

În Valea Sucevei, Formațiunea calcarului de Doamna a fost cercetată de Joja (1954, 1963, 1978) și Micu (1981, 1993). Joja (1963) separă la partea superioară a „stratelor calcarului de Doamna", sub „argilele roșii de Strujinoasa", un pachet de roci, predominant arenitice denumit „stratele de Vițeu". Ionesi (1971) pune, de asemenea, în evidență la partea superioară a calcarului de Doamna, în bazinul Humorului, *„un orizont alcătuit preponderent din gresii, în grosime de cca. 10 m. Tipul litologic caracteristic este reprezentat printr-o gresie slab calcaroasă, glauconitică, micacee, de culoare verzuie sau verzuie-cenușie, de obicei friabilă, în strate pînă la 50-60 cm grosime. Asociate cu acestea se găsesc gresii calcaroase micacee, cenușii, în strate pînă la 50 cm, marne grezoase cenușii, marne și argile verzui-cenușii."* Acest orizont este denumit *„orizontul gresiilor glauconitice"*.

Contextul litologic în care se dezvoltă depozitele acestei formațiuni în Litofaciesul de Scorbura – Doamna, este foarte apropiat cu cel din zona estică a perimetrului de pe aria de aflorare a Pânzei de Vrancea și din partea estică a Pânzei de Tarcău (Litofaciesul de Doamna). Însă aici, spre deosebire de zona estică a Unității de Tarcău, formațiunea se dispune în continuitate de sedimentare peste Formațiunea de Scorbura și suportă în acoperiș, de asemenea în continuitate de sedimentare, Formațiunea de Bisericani.

Coloana litologică a formațiunii este deschisă în nord, în versantul drept al văii Sucevei și pe o serie de afluenți de stânga ai r. Suceava (pr. Calanceni și pr. Răstoaca Mare) și în sud, în Valea Putnei și pe afluenții de dreapta ai pr. Glodu. În aceste condiții am putut separa în coloana litologică ambii membrii: *Membrul calcarului de Doamna* și *Membrul gresiei de Vițeu* (fig. nr. 51, 52).

Secțiunea care ne-a permis orizontarea Formațiunii calcarului de Doamna este deschisă pe Calanceni și în versantul drept al Sucevei, unde am putut separa și membrii amintiți.

Membrul calcarului de Doamna l-am cartat pe pâraiele Calanceni, Răstoaca Mare, Valea Sucevei, pr. Ciolotei, pr. Sihastru și Valea Putnei. Contactul cu gresiile de Scorbura din pat și gresiile de Vițeu din acoperiș este tranșant și poate fi urmărit foarte bine în Valea Sucevei (Caraula) și pe pr. Calanceni.

Grosimea Membrului calcarului de Doamna variază de la 30 m în Valea Putnei, la 50 m pe pr. Calanceni. Este alcătuit în proporție de peste 90% din varietăți de biomicrite silicolitice (cu chaille-uri), biomicrite spongolitice și calcare micritice, cu culori alb-gălbui, ciocolatii, verzui, cenușii. Chaille-urile au în majoritatea cazurilor un aspect menilitic și o culoare brun-negricioasă. În acest pachet de calcare se intercalează în partea inferioară două secvențe silto-lutitice, de culoare cenușie-verzuie, cu grosimi de 10-25 cm și, în partea mediană, un nivel de roci de culoare albă, cu aspect de gresii, în strate de 15-25 cm, cu o grosime stratigrafică de 1 m (fig. nr. 52). Rocile fac efervescență puternică cu HCl.

Din acest membru s-au analizat în secțiuni subțiri biomicritele silicolitice, biomicritele spongolitice și gresiile calcaroase, albicioase.

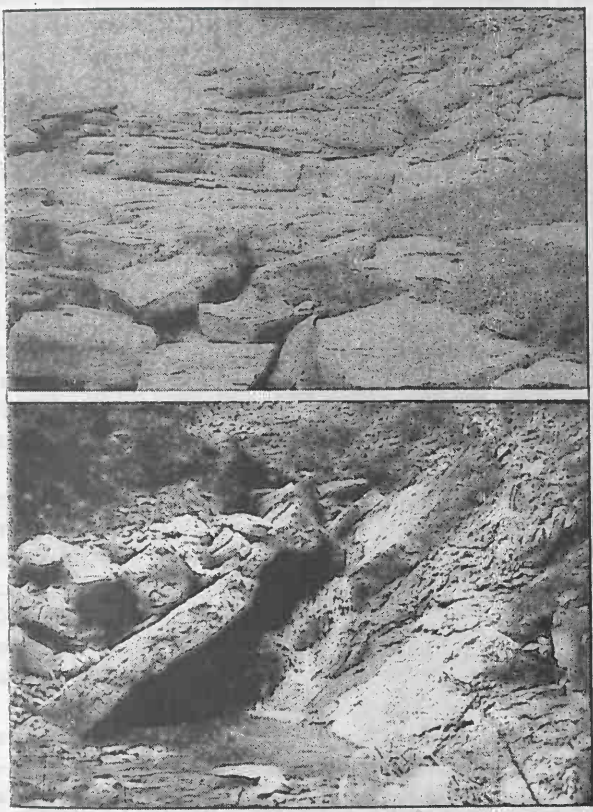


Fig. nr. 51
Formațiunea de Doamna – Vițeu în zona Suceava – Putna - Brodina

Sus - *Membrul gresiei de Vițeu pe pr. Calanceni*

Jos - *Membrul calcarului de Doamna în Valea Putnei*

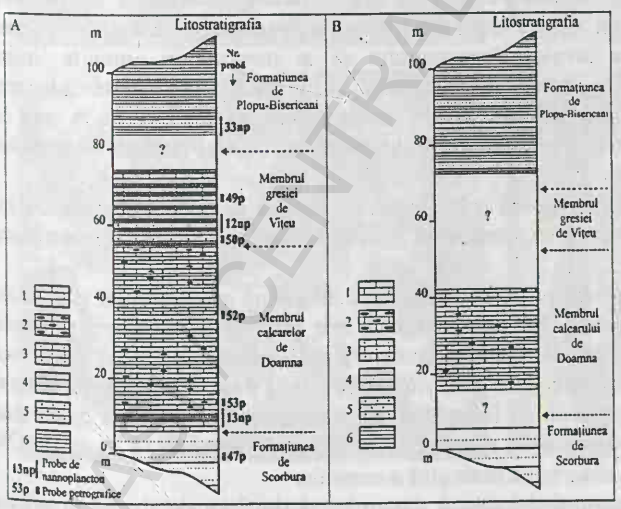


Fig. nr. 52
Coloana litologică a Formațiunii de Doamna - Vițeu

A – pe pr. Calanceni, afluent de stânga al Sucevei
B – în Valea Putnei, în sectorul Bodârlău
1 – calcare micritice
2 – biomicrite silicolitice și spongolitice, biomicrite și micrite cu chaille-uri
3 – calcare grezoase
4 - microconglomerate
5 – gresii cu ciment calcaros
6 – siltolutite: marne și argile cenușii și verzi

Calcarele biomicritice silicolitice și biomicritele spongolitice în secțiuni subțiri relevă o mare variație în compoziția mineralogică. În aceeași secțiune se observă câmpuri dominate de o masă de calcită micritică în care sunt prinse bioclaste, în care abundă spiculii de spongieri, fragmente de radiolari, rotalii și globigerine, cu un grad variabil de calcitizare, alături de câmpuri în care predomină calcedonia și în care se pot deosebi cu greutate bioclastele de

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

spongieri sau foraminifere şi câmpuri în care liantul este calcita sparitică. Statistic domină calcita micritică (50-60%), urmată de calcedonie (20-30%) şi calcită sparitică (10-15%). În masa secţiunilor mai apar rar glauconitul şi extraclaste de cuarţ de dimensiuni mici (fig. nr. 55).

În secţiunile executate din gresiile intercalate în biomicritele silicolitice se observă granule de cuarţ alogen, de dimensiuni reduse, angulare şi subangulare (40-50%), litoclaste provenite în special din cuarţite (până la 15%) şi feldsapaţi (5%), prinse într-un ciment de calcită sparitică, subordonat calcedonic (bazal şi de pori). Alături de extraclastele amintite se mai poate decela material bioclastic, din care se pot recunoaşte doar spiculi de spongieri, în mare parte calcitizaţi. Sunt prezenţi în câteva câmpuri oxizii de fier, cu un contur xenomorf, probabili autigeni (fig. nr. 53, 54).

Din datele de teren coroborate cu rezultatele analizelor în secţiuni subţiri, rezultă că pentru Membrul calcarelor de Doamna nota specifică este dată de varietăţile de calcare micritice (biomicrite silicolitice şi spongolitice, alături de micritele cu chaille-uri) de culori foarte diverse, alb-gălbuie, ciocolatie, cafenie, verzuie, uneori rubanate, dispuse în strate de 2-3 cm, frecvent 5-10 cm, până la 30-40 cm. În aceste roci se observă frecvent segregări de silice sub formă de chaille-uri, sau de lamine paralele cu rubanarea.

În zona de la nord de Putna, la nivelul acestui membru se constată o uniformitate litologică remarcabilă, singurele momente care perturbă condiţiile favorabile calcarogenezei în bazinul de sedimentare înregistrându-se în partea inferioară, când se formează două nivele subţiri de silto-lutite şi în partea mediană, când se înregistrează un scurt moment arenitic. Grosimea calcarelor din coloana litologică a membrului, cartată pe pr. Calanceni este de 48,50 m, din grosimea totală a coloanei de 50 m, silto-lutitelor şi gresiilor calcaroase revenindu-le numai 1,5 m (0,5 şi respectiv 1 m). Această constatare este confirmată şi în aflorimentele deschise în versantul drept al Sucevei, pe afluenţii pr. Glodu şi Valea Putnei.

Referindu-se la litostratigrafia acestui membru din zonele situate la sud de Valea Putnei, Florea (1999) în bazinul Sucevitei şi Bogatu (1999) în zona Soloneţ – Sucevita – Moldovita, remarcau un caracter mai arenitic al acestuia, datorat unei frecvenţe crescute a curenţilor de turbiditate. Această constatare pare la prima vedere paradoxală pentru noi, deoarece, după momentul arenitic care a dominat intervalul Ypresian – Luteţian în zona noastră, părea mai firesc ca la nivelul Bartonianului să se menţină în anumite limite sedimentarea arenitică la nord de Putna, ceea ce însă nu se întâmplă. Aceste diferenţe înregistrate în teren la nord şi la sud de Valea Putnei, întăresc convingerea noastră în ceea ce priveşte o evoluţie particulară a părţii nordice în raport cu partea central-nordică a bazinului flişului extern.

Membrul gresiei de Viţeu marchează schimbarea condiţiilor de sedimentare în bazin, probabil datorită modificării morfologiei acestuia în condiţiile unei instabilităţi geotectonice mai accentuate.

Contactul cu depozitele membrului inferior şi partea inferioară a Membrului gresiei de Viţeu sunt deschise pe pr. Calanceni. Partea superioară este acoperită de deluvii şi terase cuaternare, însă acest aspect nu impietează asupra aprecierii grosimii membrului şi ambianţei litologice, dat fiind faptul că în bazinul Răstoaca, situat imediat la vest, aflorează depozitele Membrului de Strujinoasa (Formaţiunea de Bisericani) dispuse peste Formaţiunea calcarului de Doamna. Totodată, grosimea deschisă în ritmurile turbiditice al Viţeului (18 m din 22-24 m) este suficientă pentru a realiza descrierea litologică a acestuia.

Coloana litologică a membrului debutează cu un nivel de 2 m de marne şi argile cenuşii-verzui, verzui sau cenuşii, în care se intercalează strate de 15-25 cm de gresii calcaroase glauconitice, verzui, cu sortare gradată şi hieroglife pe talpă. Peste acestea urmează pe o grosime de 1 m, 5 strate de microconglomerate cu roci verzi care trec la partea superioară în gresii grosiere, separate de argile şi marne verzi. În continuare, în secţiune se dispune o

alternanță monotonă de gresii calcaroase glauconitice, verzui, în strate de 10-30 cm, cu argile și marne verzi sau cenușii-verzui, cu grosimi de 3-25 cm (fig. nr. 51, 52).

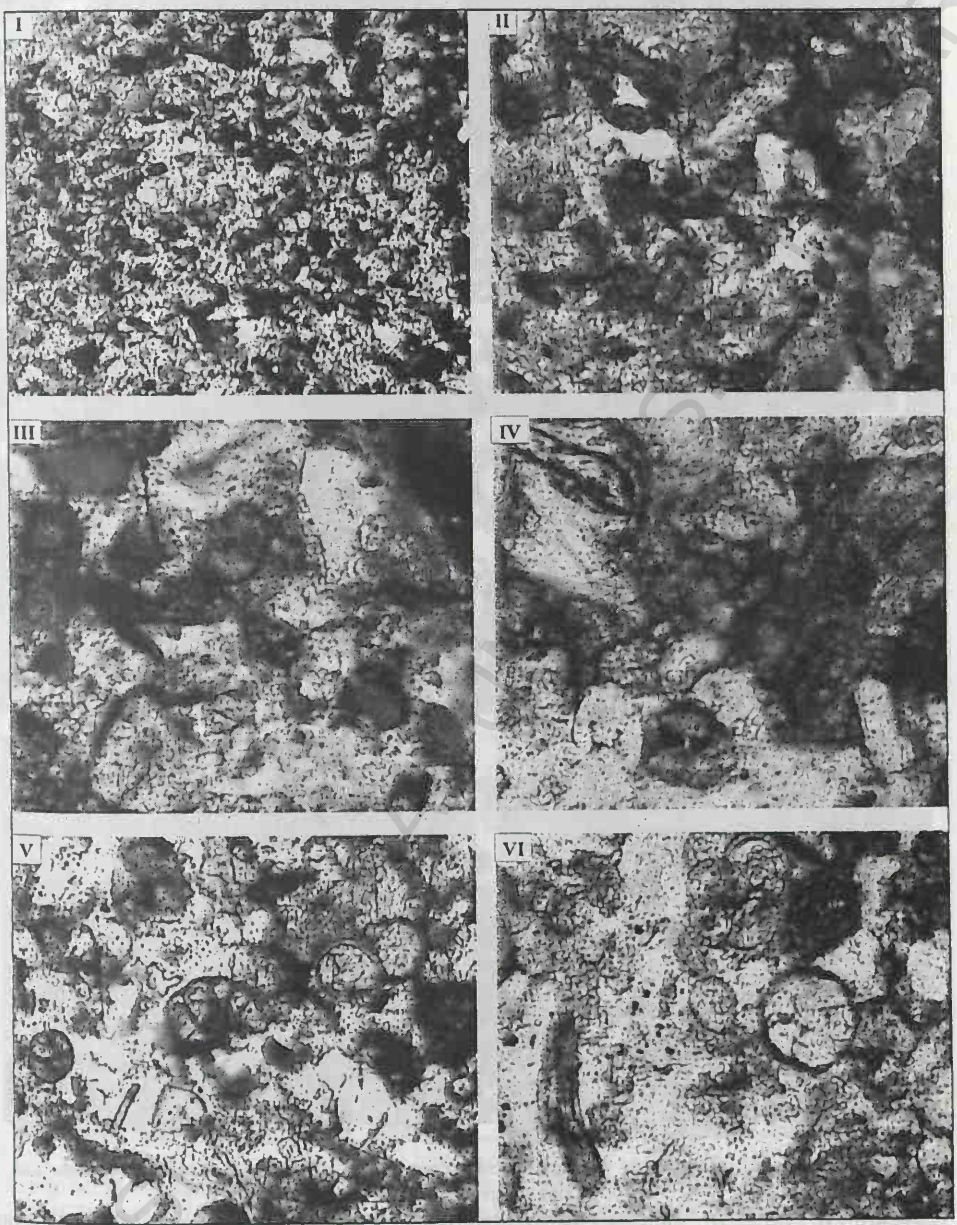


Fig. nr. 53 – Imagini la microscop din rocile cu aspect macroscopic de microconglomerate și de gresii grosiere

(Câmpuri: I, II – segregări de opal și calcedonie în masa gresiilor grosiere, N+, x32; III, IV – câmpuri de calcită micritică și sparitică, cu bioclaste intens transformate, litoclaste și glauconit, N+, x100; V, VI – câmpuri cu bioclaste de spiculi de spongieri, rotalidae, globigerine, fragmente de alge, rare extraclaste de cuarțite și cuarț; V - N+; VI – N-; x100)

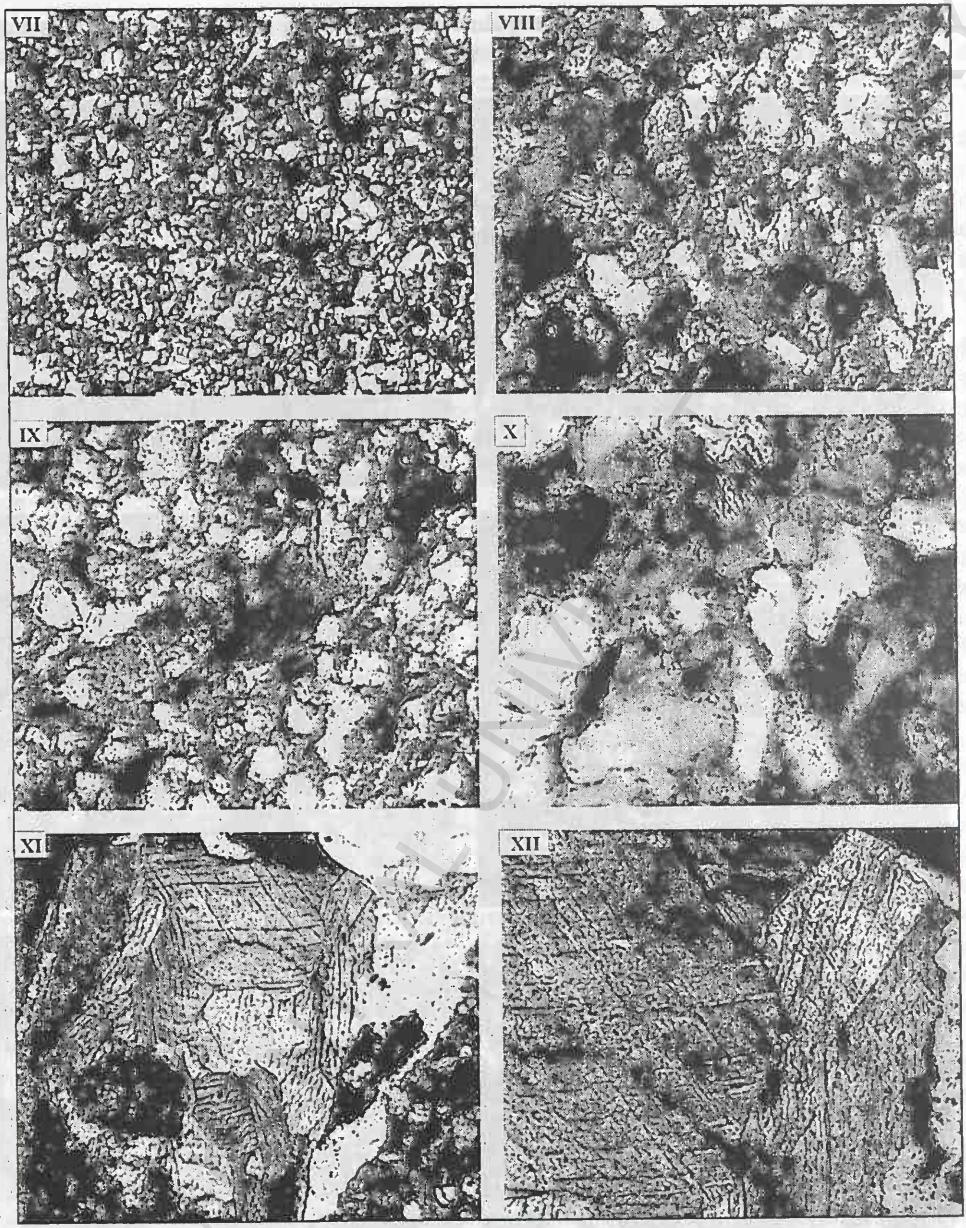


Fig. nr. 54 - Imagini la microscop din gresiile calcaroase intercalate în partea mediană a Membrului calcarului de Doamna

(*Câmpuri: VII, VIII, IX, X – extraclaste subangulare de cuarț, litoclaste de cuarțite, feldspați, glauconit și oxizi de fier în ciment calcitic, bazal și de pori, N+, x32, x100; XI, XII – calcit sparitic din diaclaze; XI – N-; XII - N+; x100*)

BCU IAȘI

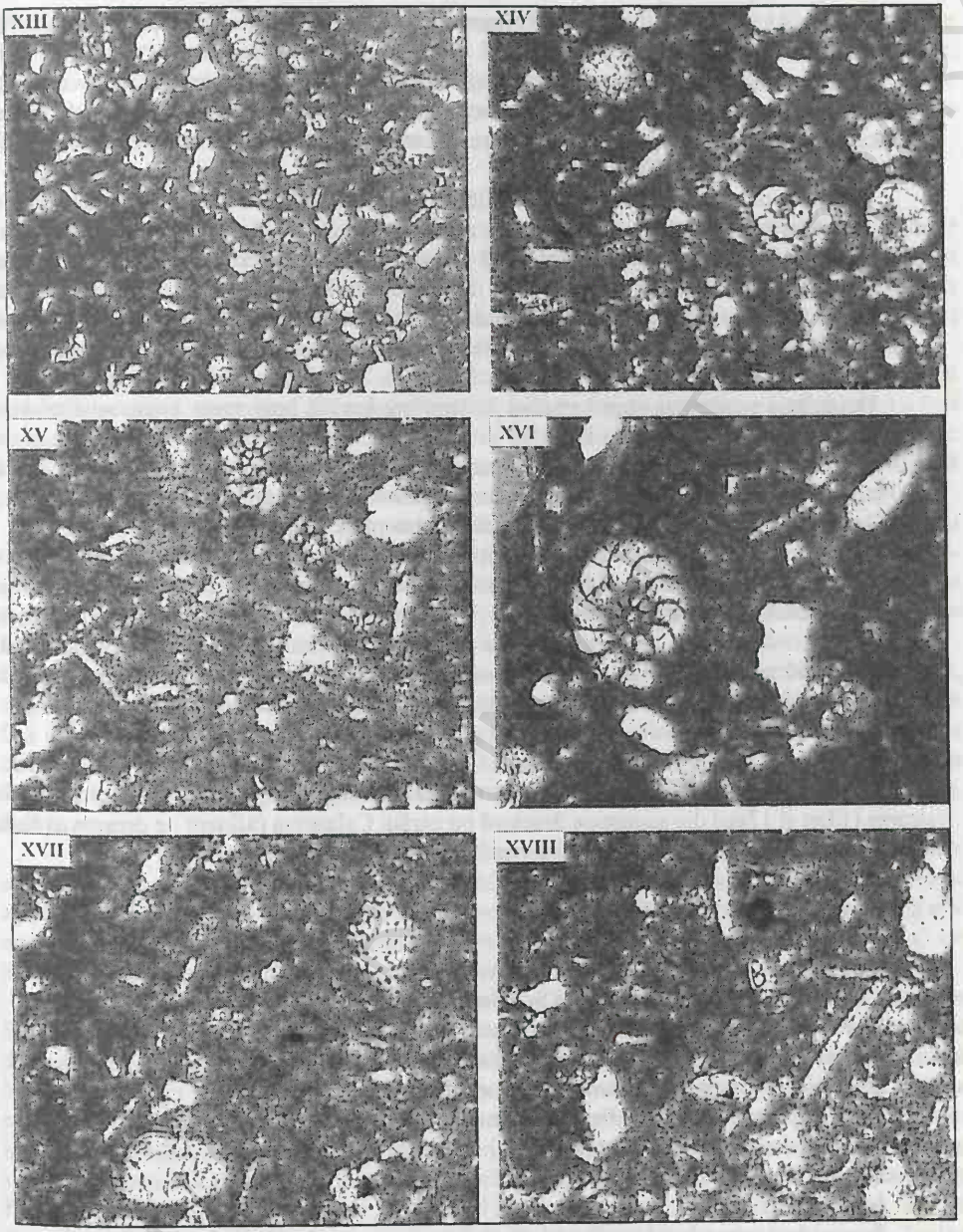


Fig. nr. 55 – Imagini la microscop din biomicritele spongolitice din Membrul calcarului de Doamna (*Câmpuri: XIII-XVIII –masă de calcită micritică cu bioclaste de spicui de spongieri, radiolari, foraminifere şi rare extraclaste de cuarţ, N+, x32, x100, x200*)

Din gresiile calcaroase situate în partea mediană a deschiderii şi din secvenţele de gresii grosiere de la partea superioară a stratelor de microconglomerate s-au confecţionat secţiuni subţiri. Observaţiile microscopice au scos în evidenţă două aspecte: primul în care se confirmă diagnosticul de gresii calcaroase şi al doilea care arată că rocile cu aspect de microconglomerate cu roci verzi, se în cadrează în realitate în categoria calcarelor detritice,

fiind similare calcarelor allodapice din Formațiunea de Izvor (calcare allodapice, Ionesi 1971; biosparite grezoase, Grasu et al. 1988).

Gresiile calcaroase sunt constituite din extraclaste de cuarț subangulare și rotunjite, litoclaste de cuarțite și feldspați (în proporție de 50-60%), prinse într-o masă de calcită micritică și sparitică, cu unele câmpuri în care calcita (35-45%) este înlocuită cu calcedonie și rar cu oxizi de fier (fig. nr. 60).

Calcarele detritice prezintă o abundență de material bioclastic (30-40%) reprezentat de rotalii, globigerine, spiculi de spongieri și numeroase bioclaste aflate într-un grad foarte avansat de transformare (a căror proveniență nu se mai poate preciza), alături de extraclaste (10-20%) de cuarț angular și subangular, litoclaste de cuarțite și rar feldspați. Cimentul predominant bazal este format din calcita sparitică și micritică (sub 40%), este uneori înlocuit cu un ciment calcedonic (sub 10%). În ambele cazuri este prezent glauconitul, în procente de 3-4% .

Depozitele prezentate sunt turbidite în care predomină secvențele arenit – siltolutit și subordonat microrudit – arenit – siltolutit.

Invaziile de gresii de tip Scorbura, remarcate la partea superioară a Membrului gresiei de Vițeu de Florea (1999) în bazinul Suceviței, nu le-am consemnat în nici una din situațiile în care aflorează Formațiunea calcarului de Doamna la nord de Putna.

Mai este necesar să facem o precizare și anume că Grasu et al. (1988) arătau că *„Deși se utilizează în mod curent termenul de calcare de Doamna, pachetul de roci respectiv, cel puțin în zona de stratotip, nu prezintă omogenitate, calcarele specifice acestei formațiuni însumând abia 32% din coloană."* În ce ne privește, considerăm că această observație este corectă dacă tratăm Formațiunea calcarului de Doamna în ansamblu, ceea ce autorii lasă să se înțeleagă, dar trebuie revizuită dacă analizăm uniformitatea litologică separat pentru cei doi membrii.

Biostratigrafia

Din depozitele acestei formațiuni am recoltat probe pentru analiza nannoplanctonului calcaros (13np și 12np) din secțiunea deschisă pe pârâul Calanceni (afluent de dreapta al râului Suceava) (fig. nr. 51). Sub microscop s-a pus în evidență următorii taxoni:

Micrantolithus vesper Deflandre
Rhabdosphaera tenuis Deflandre
Discoaster sp.
Zigrablithus bijugatus Deflandre
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller
Laternithus minutus Stradner
Rhabdosphaera inflata Bramlette et Sullivan
Discoaster saipanensis Bramlette et Riedel
Sphenolithus predistentus Bramlette and Wilcoxon
Sphenolithus moriformis Deflandre
Sphenolithus radians Deflandre
Isthmolithus sp.
Braarudosphaera bigelowi Bramlette et Braar.
Discoaster martini Stradner
Scyphosphaera terescenis
Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre) Hay et Mohler
Chiasmolithus solitus Bramlette et Sullivan
Chipragmalithus cristatus (Martini).

Parcurgând asociația identificată, se observă o serie de taxoni cu importanță biostratigrafică pentru Eocenul mediu, partea superioară (Bartonian). Astfel, *Chiasmolithus oamaruensis* este la prima sa apariție alături de *Sphenolithus predistentus* care debutează în biozona NP_{17}, iar *Chiasmolithus solitus* este la extincție. Prezența acestor taxoni definește

biozona NP_{17} cu *Discoaster saipanensis* conform biozonării Perch-Nielsen (1985). Alături de taxonii amintiți apar *Rhabdosphaera tenuis*, *Discoaster saipanensis*, *Laternithus minutus*, *Chiasmolithus solitus* comuni în biozona NP_{17}. Interpretarea biostratigrafică a asociației de nannoplancton calcaros evidențiată, ne permite să încadrăm Formațiunea calcarului de Doamna intervalului stratigrafic Bartonian.

LITOFACIESUL SCORBURA - TAZLĂU

În zona studiată de noi, acest litofacies se dezvoltă la vest de linia tectonică care marchează fruntea Solzului Crucii – Stauina - Sihăstria. Noi considerăm, în baza datelor de teren pe care le avem, că Litofaciesul de Scorbura - Tazlău reprezintă o variație a Litofaciesului de Tazlău, separat între liniile Merța – Bobeica (în est) și Dobra – Lupoaia (în vest), de către Ionesi (1971) în bazinul Moldovei.

Separarea Litofaciesului de Tazlău o datorăm lui Atanasiu (1943), care îi atribuie și conotații tectonice, conturând „Pânza de Tazlău". Însă, se impune mențiunea, că faciesul a fost semnalat pentru prima dată în bazinul Tazlăului Sărat de către Băncilă (1935). Caracteristic Litofaciesului de Tazlău îi este dispariția calcarelor de Doamna ca unitate litologică distinctă și dezvoltarea la diferite nivele a gresiilor calcaroase, micacee, de tip Tarcău.

Informații litostratigrafice și biostratigrafice privind dezvoltarea litofaciesului de Tazlău în bazinul superior al Sucevei sunt extrem de sărace, noi sprijinindu-ne cercetările pe care le-am întreprins pe lucrările publicate pentru bazinul Moldovei de către Ionesi. În plus, am folosit datele din arhiva S. C. „Geomold" S. A., privind zona de la izvoarele pâraielor Brodinioara și Strigoiu.

Ionesi (1971), pune în evidență în bazinul Moldovei la vest de falia Merța - Bobeica, continuată spre nord, în Valea Sucevei, cu falia Falcău - Ștef, diferențe litofaciale importante față de zona estică. Acestea sunt concretizate prin dispariția calcarului de Doamna ca orizont distinct, apariția unor gresii micacee de tip Tarcău, înlocuirea "stratelor de Bisericani" prin "strate de Plopu" și apariția la nivelul gresiei de Lucăcești a unor gresii micacee, curbicorticale.

Autorul afirmă că în aceste condiții *„ca urmare a schimbărilor survenite, depozitele dintre stratele de Straja și argilele roșii și verzi, din baza stratelor de Plopu, se pot separa în două entități litologice: o parte inferioară grezo-argiloasă și o parte superioară cu gresii micacee masive. Pentru partea inferioară vom păstra denumirea de strate de Sucevița, iar pentru partea superioară denumirea de strate de Tazlău"*.

Și în perimetrul Suceava – Putna – Brodina, la vest de falia Falcău – Ștef, ambianța litologică se schimbă în raport cu zonele estice. Astfel, la nivelul Formațiunii de Straja se dezvoltă nivele de gresii de Scorbura (= de Iamna; Micu, 1981), în strate de 30-80 cm, până la bancuri de 1-3 m grosime, iar între Formațiunea de Straja și depozitele predominant lutitice priaboniene se pot separa două subunități litologice: un *membru inferior* cu caracteristici litologice asemănătoare cu cele ale Formațiunii de Scorbura, descrisă anterior și un *membru superior*, grezo-calcaros (ambii membri prezintă unele diferențe litologice față de descrierea Formațiunii de Tazlău prezentată de Ionesi, 1971). Formațiunea Calcarului de Doamna dispare ca unitate litologică distinctă, nivelul echivalent din Formațiunea de Scorbura – Tazlău îmbrăcând forma unor turbidite tipice, alcătuite din secvențe de roci predominant calcaroase. La partea superioară, formațiunile priaboniene îmbracă caracteristicile litologice ale Formațiunii de Plopu, prin creșterea ponderii materialului arenitic. Peste Formațiunea de Plopu se dispun gresii de Lucăcești și gresii curbicorticale. Pe considerentele de mai sus am separat Litofaciesul de Scorbura - Tazlău care reflectă, alături de Litofaciesul de Scorbura – Doamna, particularitățile în evoluția segmentului nordic al bazinului flișului extern.

Depozitele acestui litofacies alcătuiesc coloanele solzilor Crucii – Stauina - Sihăstria și Șandru - Măgura Vacii, fiind repartizate din bază spre partea superioară următoarelor unități

litologice: Formațiunea de Surcele, Formațiunea de Straja, Formațiunea de Scorbura - Tazlău, Formațiunea de Plopu și Formațiunea de Lupoaia.

Formațiunile au fost urmărite pe pr. Cârmaci (afluent de dreapta al pr. Falcău), pr. Bodnar (afluent de dreapta al pr. Cârmaci), Culmea Cârmaci, Valea Sucevei, izvoarele pr. Ciolotei (afluent de dreapta al Sucevei) și pr Măgura (afluent de stânga al pr. Boului), pâraiele Ascuncelul și Ascuns (afluenți de dreapta ai râului Suceava).

Formațiunea de Surcele

În acest litofacies formațiunea nu mai are o dezvoltare constantă, ci lipsește în partea de est, în coloana litologică a Solzului Crucii – Stauina - Sihăstria și reapare cu grosimi mari în partea de vest, în Solzul Șandru - Măgura Vacii. Aflorează în Vf. Cârmaci, Valea Sucevei, pr. Ascuns și afluenții săi de dreapta.

În Valea Sucevei urmează în continuitate de sedimentare peste Formațiunea de Izvor și suportă în acoperiș în continuitate depozitele Formațiunii de Straja, cu grosimi de 60-75 m.

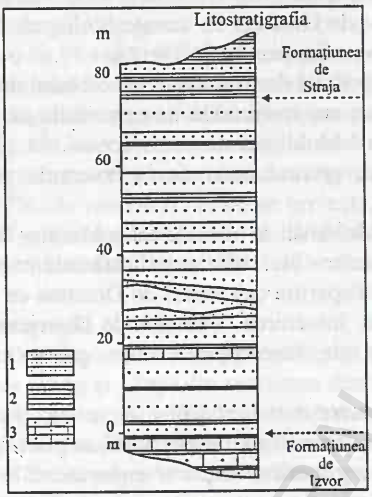


Fig. nr. 56
Coloana litologică
a Formațiunii de Surcele în
Valea Sucevei (sectorul Frasin)

1 – gresii cuarțoase de tip Scorbura
2 – argile
3 – gresii calcaroase

Din punct de vedere litostratigrafic, pachetul de roci este asemănător cu cel descris în litofaciesurile de Doamna și Scorbura – Doamna, cu deosebirea că aici este mai stratificat, bancurile de gresii nedepășind 5-6 m grosime (fig. nr. 56). Litologic, formațiunea este constituită din aceeași alternanță monotonă de gresii cuarțoase grosiere până la fin granulare, glauconitice, verzui sau maronii, cu gresii kliwiforme de tip Scorbura, gălbui-albicioase. Acestea trec uneori spre varietăți slab calcaroase sau calcaroase. Stratele de gresii au grosimi de 20-80 cm, în stratele mai subțiri observându-se uneori la partea superioară structură convolută. În anumite intervale este evidentă sortarea gradată, sugerând caracterul turbiditic al depozitelor. Intercalațiile silto-lutitice sunt cu totul subordonate, nedepășind 3-5% din coloană și cu grosimi maxime de 10 cm. Se deosebesc argile și marne siltice, cenușii-verzui, cenușii sau verzui.

Formațiunea de Straja

Formațiunea de Straja, la fel ca și Formațiunea de Surcele, suportă variații litofaciale de la est spre vest. Astfel, în partea de est *în Litofaciesul de Doamna*, pe pr. Boului, are o dezvoltare tipică, conformă cu descrierea stratotipului (alternanță de material silto-lutitic vărgat, cu gresii cuarțoase glauconitice, fin granulare și gresii calcaroase, în strate de 5-15 cm cu hieroglife pe talpă, silicolite și gaize spongolitice), în partea mediană *în Litofaciesul de Scorbura – Doamna*, formațiunea se reduce la o coloană de cca. 10-40 m, constituită din argile

şi marne verzii, cu intercalaţii de gresii glauconitice şi calcare grezoase verzui, în strate de 5-15 cm, cu hieroglife pe talpă, *iar în vest pe aria Litofaciesului de Scorbura – Tazlău* creşte caracterul arenitic.

Litostratigrafia

Formaţiunea este foarte bine deschisă în Valea Sucevei şi pe afluenţii r. Suceava, putându-se urmării de la est la vest variaţiile litofaciale ale acesteia.

Astfel, Formaţiunea de Straja din coloana Solzului Dl. Crucii – Stauina – Sihăstria aflorează în versantul drept al Sucevei şi pe afluenţii de dreapta ai pr. Cârmaci, pe o grosime de 20-40 m, cu caracteristici litologice foarte apropiate de coloana descrisă în sectorul Caraula (alternanţă de argile şi marne verzii, gresii cuarţoase glauconitice şi gresii calcaroase, verzui, în strate de 10-60 cm, cu hieroglife pe talpă).

În vest, din coloana solzului Cârmaci - Măgura Vacii, aceste depozite sunt deschise de râul Suceava pe o grosime stratigrafică de 70 m, relevând un caracter predominant arenitic, în contrast cu situaţia din fruntea Unităţii de Tarcău, raportul între materialul arenitic şi cel silto-lutitic devenind de 1:1 (fig. nr. 57, 58).

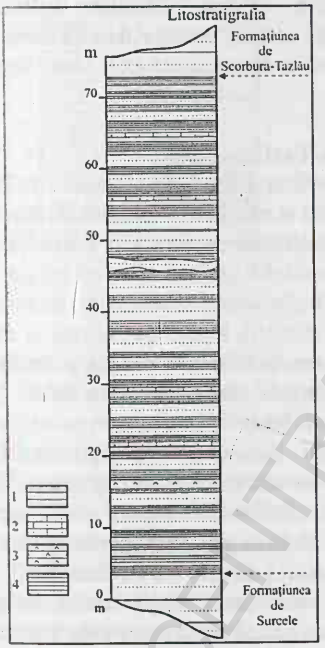


Fig. nr. 57
Coloana litologică a Formaţiunii de Straja în Litofaciesul de Scorbura – Tazlău

1 – gresii
2 – gresii calcaroase
3 – silicolite
4 - argile

Litologic, depozitele sunt caracterizate de silto-lutite verzi, roşii şi negricioase, în care se intercalează strate şi bancuri de gresii cuarţoase, glauconitice (gresii de Iamna, Micu, 1979) şi gresii cuarţoase kliwiforme, gălbui-albicioase, de tip Scorbura.

Stratele de gresii au grosimi de 30-80 cm, sortare gradată, hieroglife pe talpă şi uneori structură convolută la partea superioară. La suprafaţă stratele subţiri de gresii au o coloraţie roşie-cărămizie, sau nuanţe închise date de oxizii de n. În ce priveşte bancurile de gresii, pofilele cartate sugerează, pentru unele o dezvoltare constantă, atingând 3 m grosime, iar pentru altele o dezvoltare lenticulară.

Secvenţele silto-lutitice, cu o coloraţie verde şi roşie-cărămizie specifică Formaţiunii de Straja, se prezintă ca intercalaţii de 0,60–3 m grosime, care la rândul lor suportă intercalaţii centimetrice de gresii calcaroase şi gresii cuarţoase glauconitice. Rocile cu aspect de silicolite se reduc la câteva intercalaţii centimetrice.

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

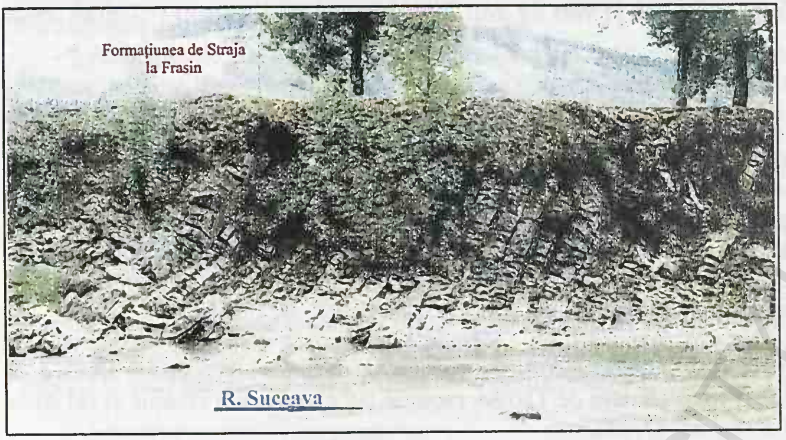


Fig. nr. 58

Formaţiunea de Straja în malul stâng al Sucevei (sectorul Frasin)

Acest facies confirmă că în vestul zonei Suceava – Putna – Brodina sedimentarea caracteristică părţii estice a alternat cu cea specifică părţii vestice, ceea ce denotă că ne găsim într-un areal de întrepătrundere a acţiunii factorilor sedimentogenetici care controlau sedimentarea în bazinului vestic şi cel estic.

Formaţiunea de Scorbura-Tazlău

Descrierea stratotipului Formaţiunii de Tazlău a fost făcută de Atanasiu (1943) pe pârâul lui Manole, afluent al Tazlăului Sărat. Agheorghiesi et al. (1967) folosesc denumirea de „strate de Tazlău" pentru depozitele cuprinse între Formaţiunea de Straja şi Formaţiunea de Plopu.

Litostratigrafia

Cercetări litostratigrafice şi petrografice asupra formaţiunilor de Tazlău şi de Sucevița au fost efectuate în regiunile sudice, limitrofe zonei noastre de studiu, de către Ionesi (1971), Grasu et al. (1988), Micu (1981), Florea (1999) şi Bogatu (1999).

Ionesi (1971) descrie „stratele de Tazlău" din bazinul Moldoviței ca o serie predominant grezoasă, în care nota distinctivă o dau gresiile micacee cenuşii, grosiere, dispuse în strate de până la 2-3 m grosime. În cadrul „stratelor de Tazlău" separă două subunităţi litologice: una în partea inferioară, grezo-argiloasă şi alta, în partea superioară, cu gresii micacee masive. Pentru partea inferioară păstrează denumirea de „strate de Sucevița", având în vedere similitudinea litostratigrafică cu depozitele Formaţiunii de Sucevița, iar pentru partea superioară, cu gresii calcaroase, micacee, foloseşte denumirea de „strate de Tazlău".

Grasu et al. (1988) studiază din punct de vedere petrografic formaţiunile de Sucevița şi de Tazlău, făcând referiri la tipurile litologice care alcătuiesc cele două formaţiuni şi condiţiile sedimentologice în care s-au depus. Din Formaţiunea de Tazlău sunt analizate gresiile de tip Tarcău, arenite subcuarţoase, arenite feldspatolitice convolute, biosparite şi micrite argiloase, biosparite grezoase, marne şi marne nisipoase, argile şi argile calcaroase, iar din Formaţiunea de Sucevița, pe lângă alte tipuri petrografice, gresiile de Scorbura – Păltinoasa.

În perimetrul nostru formaţiunea se dispune în continuitate de sedimentare peste depozitele de Straja şi suportă în acoperiş Formaţiunea de Plopu. Aflorează la izvoarele pr. Bodnar (afluent de dreapta al pr. Cârmaci), în Culmea Cârmaci, în Valea Sucevei, pe pr. Ascuns şi pr Ascuncelul.

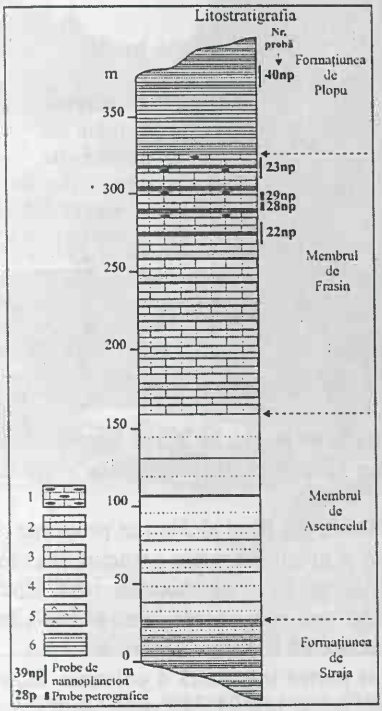


Fig. nr. 59
Coloana litologică a
Formațiunii de Scorbura – Tazlău

1 – calcare silicolitice
2 - gresii calcarose
3 – calcare
4 – gresii cuarțoase de tip Scorbura
5 – silicolite
6 – argile

La fel ca și în bazinul Moldovei, în Valea Sucevei formațiunea își păstrează în partea inferioară caracteristicile litofaciale din zona mediană (Litofaciesul de Scorbura – Doamna), în timp ce la partea superioară depozitele se dezvoltă întru-un facies grezo-calcaros, apropiat de cel al Formațiunii de Tazlău. Trebuie subliniat faptul că Formațiunea calcarului de Doamna își pierde individualitatea, sub depozitele Formațiunii de Plopu, la nivelul Bartonianului depunându-se ritmuri turbiditice, cu secvențe de calcare sparitice grezoase, calcare silicolitice și silto-lutite.

Secțiunile din Valea Sucevei (sectorul Frasin) și de pe pâraiele Ascuncelul și Ascuns ne-au permis orizontarea Formațiunii de Scorbura – Tazlău în doi membrii: *Membrul inferior de Frasin* și *Membrul Superior de Ascuncelul.*

În Valea Sucevei formațiunea este deschisă pe întreaga sa grosime stratigrafică, între Formațiunea de Straja și Formațiunea de Plopu, fiind foarte clare contactele dintre depozitele din pat și acoperiș, precum și limita dintre cei doi membrii. Raporturile cu formațiunile din pat și acoperiș sunt de continuitate (fig. nr. 59).

Membrul de Ascuncelul urmează în continuare peste Formațiunea de Straja și este alcătuit aproape în exclusivitate din bancuri și strate de gresii cuarțoase glauconitice, de tip Scorbura (fig. nr. 59, 60, 61).

Cercetări asupra nivelelor de roci echivalente litostratigrafic cu Membrul de Ascuncelul, au fost efectuate de către Ionesi (1971) în bazinul Moldoviței și Grasu et al. (1988) în bazinele Sucevița și Râșcuței.

Interesant pentru noi este faptul că Ionesi (1971) separă peste *„stratele de Straja"* în bazinul Moldovei, la vest de falia Merța – Bobeica, , *„stratele de Sucevița"* care debutează cu *„nivelul bazal al gresiilor silicioase de Păltinoasa"* (= gresia de Scorbura, Joja 1954). Acest nivel suportă longitudinal variații litologice și de grosime, datorită unui aport arenitic micaceu mai pronunțat. Peste acest nivel urmează alternanța de gresii și argile specifică Sucevița.

BCU "CAROL I" UNIVERSITY LIBRARY

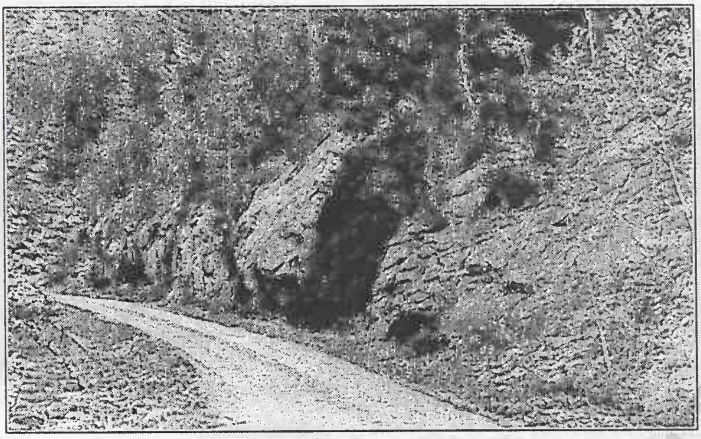


Fig. nr. 60

Gresii cuarțoase de Scorbura din Formațiunea de Scorbura – Tazlău, pe pr. Ascuncelul (Membrul de Ascuncelul)

La nivelul „stratelor de Sucevița" din Bazinul Moldoviței, în Valea Sucevei se menține un facies caracteristic Formațiunii de Scorbura din Litofaciesul de Scorbura – Doamna, pe care l-am separat drept Membrul de Frasin.

Membrul de Ascuncelul are o grosime de 100-135 m, fiind alcătuit în proporție de peste 90% din bancuri de gresii cuarțoase de tip Scorbura și gresii cuarțoase glauconitice, verzui, a căror grosime variază de la 2-3 m la 5-18 m (fig. nr. 59, 60). Acestea sunt separate de intercalații de strate de gresii cuarțoase kliwiforme sau slab calcaroase, gălbui-albicioase, maronii, verzui, cu hieroglife pe talpă și structură convolută la partea superioară.

Intercalațiile silto-lutitice se găsesc numai în partea inferioară a coloanei litologice și sunt reprezentate prin argile și marne siltice verzi, iar în primele secvențe sunt prezente și argile roșii.

Membrul de Frasin l-am urmărit în Valea Sucevei (sectorul Frasin), în apropierea confluenței r. Suceava cu pr. Ascuncelul și pe pr. Ascuns.

Nivelul litostratigrafic echivalent cu depozitele Membrului de Frasin din Litofaciesul de Tazlău, este descris de Ionesi (1971) în bazinul Moldoviței. În această zonă peste „stratele de Sucevița" se dispun „stratele de Tazlău", care formează o serie predominant grezoasă, alcătuită din gresii micacee cenușii, gresii micacee cu numeroase fragmente carbonizate, gresii calcaroase, calcare grezoase, calcare, argile verzi și cenușii, marne si marno-calcare cu urme de fucoide. Nota distinctivă o dau gresiile micacee cenușii, grosiere, dispuse în strate de până la 2-3 m grosime.

În perimetrul Suceava – Putna – Brodina, coloana litologică a acestui membru a fost descrisă în secțiunile deschise în apropierea confluenței r. Suceava cu pr. Ascuncelul și în Valea Sucevei (sectorul Frasin), unde contactele cu gresia din Membrul de Ascuncelul și cu silto-lutitele Formațiunii de Plopu se pot urmării foarte bine (fig. nr. 59, 61).

Succesiunea în coloana litologică a membrului debutează cu o alternanță monotonă de gresii calcaroase și calcare grezoase, dure, sortare gradată, cu mică pe suprafețele de desprindere, de culoare cenușie-vineție, uneori negricioasă, dispuse în strate de 20-40 cm cu hieroglife pe talpă și, în unele strate mai subțiri, cu structură convolută la partea superioară. Intercalațiile de material silto-lutitic sunt rare și de grosime redusă (3-10 cm). Depozitele sunt turbidite cu secvențe binare, fiind constituite din arenite în bază și silto-lutite la partea superioară sau, subordonat, cu secvențe ternare de tipul microrudit - arenit – siltolutit.

BCU "ION CREANGĂ" UNIVERSITY LIBRARY

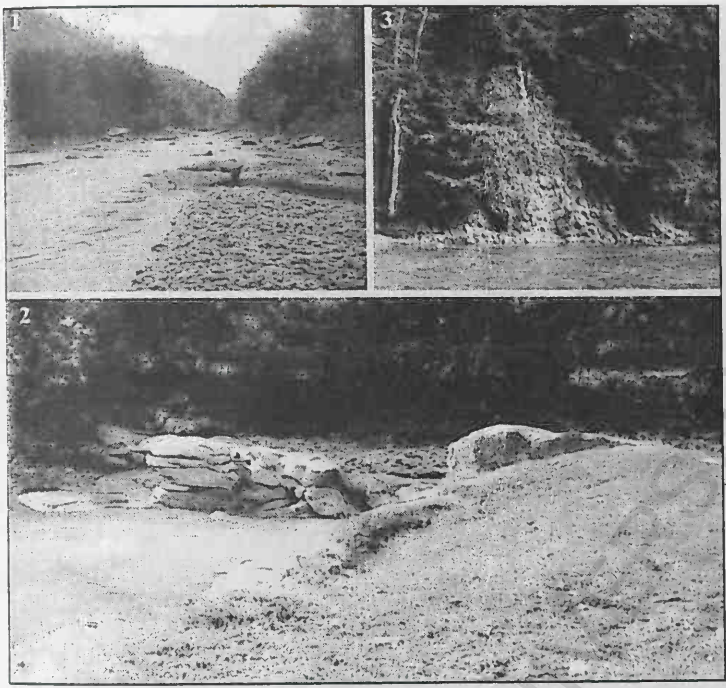


Fig. nr. 61
Formațiunea de Scorbura – Tazlău (deschisă pe Valea Sucevei, în Sectorul Frasin)

1,2 – gresia de Scorbura din Membrul de Ascuncelul

3 - secvențe turbiditice din Membrul de Frasin

Peste această succesiune cu o grosime de cca. 120 m urmează, până sub silto-lutitele din Plopu, pe 45-50 m grosime, secvențe turbiditice alcătuite din subunități microruditice în bază (sparite grezoase cu bioclaste), arenitice în partea mediană (gresii calcaroase) și silto-lutitice la partea superioară (calcare silicolitice, marne și argile siltitice).

Subunitățile cu aspect microruditic din baza secvențelor turbiditice au grosimi de 5-20 cm, sunt friabile, au culori albicioase, maronii sau cenușii și fac efervescență puternică cu HCl. Peste microrudite urmează arenite, de culoare vineție, brună, maronie sau cenușie, cu o grosime de 15-25 cm. În masa secvenței se observă sortarea gradată a materialului. În continuare se dispun calcare micritice, verzui, ciocolatii, gălbui, uneori rubanate, cu silicifieri de tip chaille, cu grosimi de 5-10 cm. Acestea sunt identice cu tipul de calcare considerat caracteristic pentru Formațiunea calcarului de Doamna - Vițeu. Secvența este încheiată de argile verzi și cenușii, în grosime de 5-30 cm.

Din termenii microruditici și arenitici s-au confecționat secțiuni subțiri, la analiza cărora s-a constatat că rocile sunt formate într-un procent de 40-70% din cuarț alogen (40-60%) cu contur angular și subangular, feldspați potasici (5-15%) și litoclaste de cuarțite (5-10%), prinse într-un ciment bazal de calcită sparitică (fig. nr. 62, 63). Materialul bioclastic este reprezentat de testuri de foraminifere și alge. Glauconitul se găsește într-un procent de până la 2%. Noi am încadrat rocile respective în categoria gresiilor litofeldspatice cu ciment calcitic sparitic.

Grasu et al. (1988) efectuează analize petrografice pe roci similare recoltate de pe Pârâul lui Manole, afluent de dreapta a Tazlăului Sărat, pe care le încadrează la tipul biosparitelor și biosparitelor grezoase. Autorii afirmă că în succesiune Formațiunii de Tazlău din zona de stratotip rocile carbonatice se prezintă în strate de grosimi variabile, de 15-80 cm, cu culoare cenușie sau albicioasă, grosiere, cu aspect spatic și foarte dure. Granulația lor devine din ce în ce mai fină la partea superioară, luând aspectul unor calcare pelitomorfe de tip Doamna. Se consideră că materialul carbonatic de natură biogenă este turbiditic, aria sursă constituind-o un șelf intrabazinal.

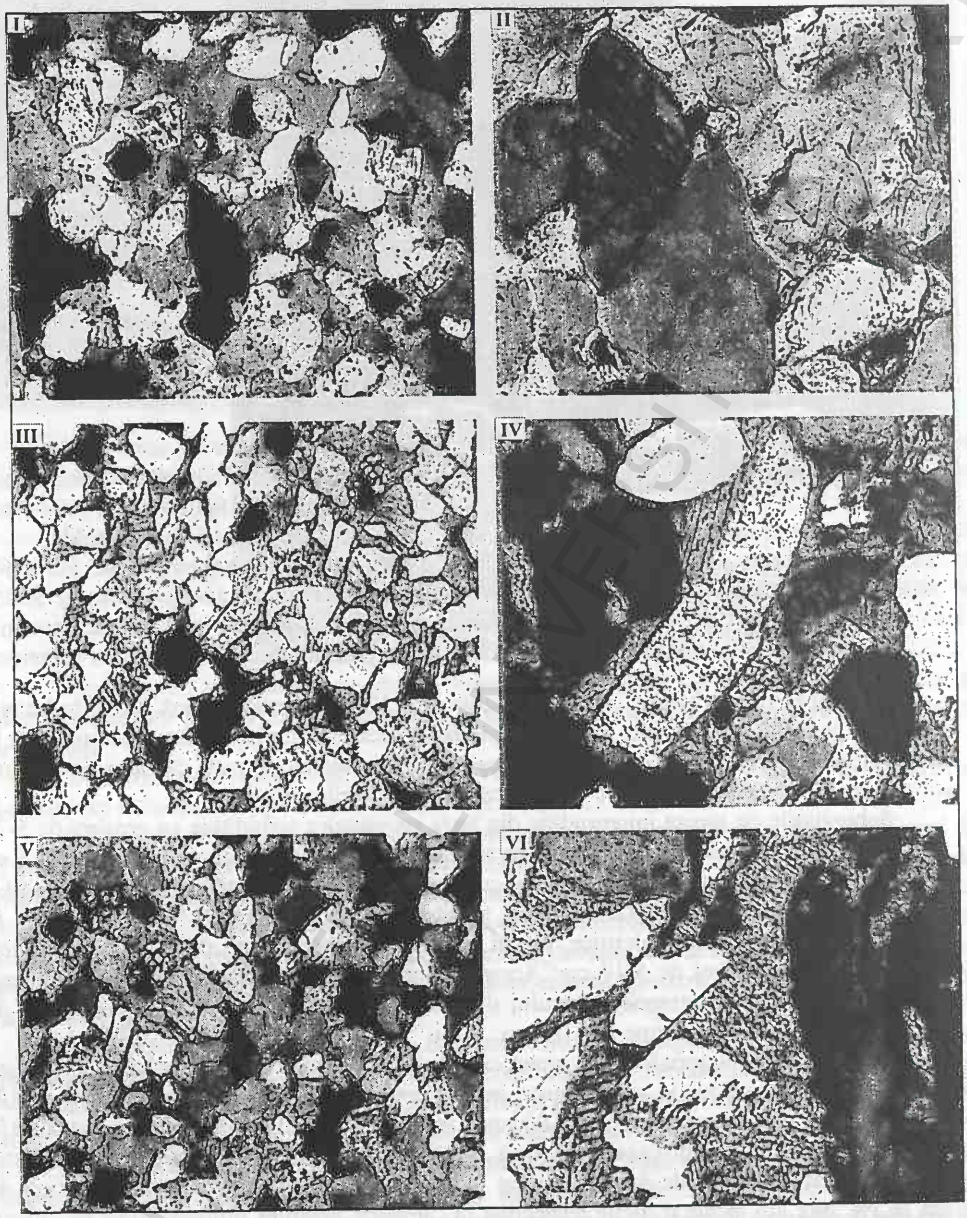


Fig. nr. 62 – Imagini la microscop din gresiile litofeldspatice cu ciment calcitic sparitic
(*Câmpuri: I, III, V – cuarț alogen, feldsapați și litoclaste de cuarțite, prinse în ciment bazal de calcită sparitică, N+, x32; II, IV, VI – detalii din câmpurile I, III și V cu N+, x100*)

BCU IAȘI

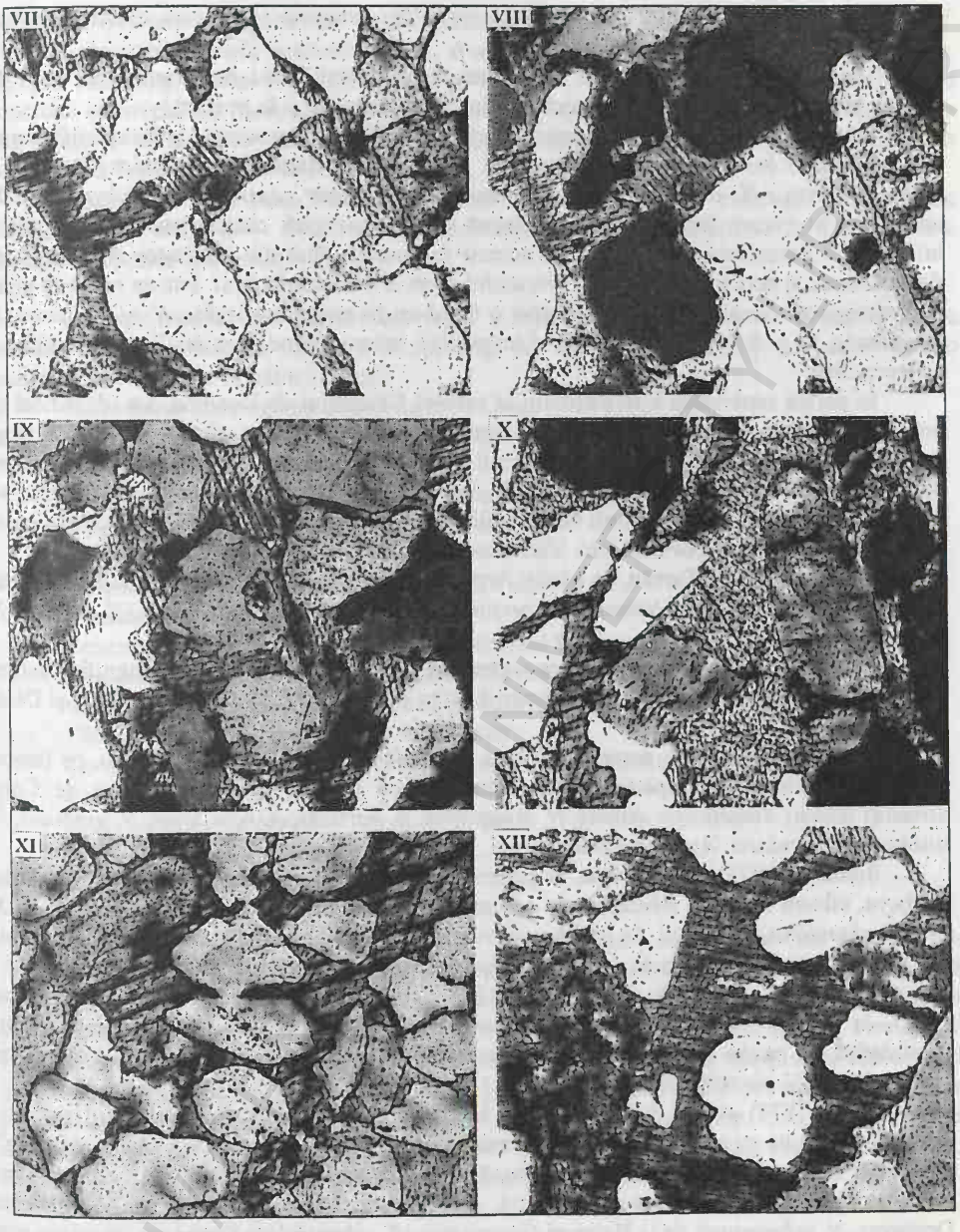


Fig. nr. 63 - Detalii din câmpurile cu ciment bazal de calcită sparitică
(*în câmpurile VII-XII se observă pe lângă cuarțul alogen, litoclaste de cuarțite și feldspați, rare bioclaste prinse în cimentul calcitic și glauconit; VII – N-, x100; VIII-XII – N+, x100*)

Biostratigrafia

Date biostratigrafice pentru depozitele acestei formațiuni nu au fost consemnate până în prezent în Valea Sucevei, dar există o literatură foarte bogată pentru depozitele corespondente din Unitatea Vrancea și din zonele sudice ale Unității de Tarcău. Biozonarea coloanei litostratigrafice a formațiunii s-a făcut pe baza unor asociații de microforaminifere,

nannoplancton calcaros, palinomorfe şi moluşte, dar progrese reale s-au realizat pe baza asociaţiilor de macroforaminifere.

Ionesi (1967, 1971) prezintă într-o lucrare de sinteză fauna de foraminifere mari din bazinul Humorului, informaţiile biostratigrafice fiind relevante şi în prezent.

Din Formaţiunea de Tazlău pune în evidenţă la Frasin o asociaţie de foraminifere mari cu: *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, *N. partschi* de la Harpe, *N. aquitanicus* Benoist, *N. globulus* Leym., *N. atacicus* Leym., *N. murchisoni* Bruner, *Assilina praespira* Douvillé, operculine şi câteva bivalve. Această faună este considerată caracteristică pentru partea inferioară a Ypresianului superior. Din aceiaşi formaţiune, însă din jumătatea superioară, pe flancul vestic al anticlinalului Dobra (versantul drept al pârâului Dobra), într-un nivel de gresii microconglomeratice, autorul a determinat o faună cu *Nummulites distans*, *N. cf. gallensis*, *N. irregularis*, *N. gobulus*, *N. rotularius*, discocycline, asterocycline, rare assiline, operculine şi actinocycline.

În partea superioară a formaţiunii, la nivelul Calcarului de Doamna, s-a identificat un punct fosilifer important pe pârâul Miclăuşa (afluent de stânga a râului Moldova), lângă localitatea Vama. Aici, într-un nivel de gresii masive situat în partea terminală a Formaţiunii de Tazlău, la 20–30 m sub nivelul de argile roşii şi verzi din baza Formaţiunii de Plopu, s-a determinat o asociaţie cu următorii taxoni: *Nummulites perforatus*, *N. uranensis*, .*N gallensis*, *N. distans*, *N. pratti*, *N. partschi*, etc. Vârsta asociaţiei a fost considerată Biarritzian.

În litofaciesul de Tarcău, pe pârâul Argel, într-un banc de gresii friabile situat în partea superioară, s-au identificat *Nummulites perforatus*, *N. uranensis*, *N. gallensis*, *N. distans*, *N. partschi*, etc., (Ionesi, 1999).

Alături de contribuţiile ştiinţifice prezentate mai sus, informaţii biostratigrafice asupra acestui interval stratigrafic au fost furnizate de Niţa Tătărâm (1973), Bombiţă (1973) şi Dicea (1974).

Niţa Tătărâm (1973), pune în evidenţă în partea de sud a Pânzei de Tarcău, pe flancul vestic al anticlinalului Lopătari (valea Slănicului de Buzău), din Formaţiunea de Colţi, următori taxoni: *Nummulites distans*, *N. millecaput*, *N. partschi*, *N. rotularius*, *N. globulus*, *N. nitidus*, *N. irregularis*, *Assilina exponens*, etc., care ar sugera o vârstă Luteţian superior.

Bombiţă (1973), a identificat în partea inferioară a Formaţiunii de Tarcău (pe pârâul Hârboca, afluent al râului Bâsca Mare) o faună cu *Nummulites burdigalensis*, *N. partschi*, *N. ex. gr. planulatus*, *N. pratti*. În partea superioară a acestei formaţiuni, în bazinul Buzăului, determină o asociaţie Bartonian cu: *Nummulites stratus*, *N. millecaput*, *N. ex. gr. perforatus*.

În litofaciesul de Colţi (Grigoraş, 1955; = Litofaciesul de Piepturi-puica, Dumitrescu, 1952), în punctul numit "La Căldări" (bazinul superior al Zăbalei), în aceeaşi poziţie stratigrafică cu prima faună din Formaţiunea de Tarcău, a determinat taxonii: *Nummulites burdigalensis*, *N. partschi*, *N. cf. pustulosus*, *Assilina douvillei*.

Dicea (1974) citează în bazinul Văii Moldova şi Suha Mică din "Orizontul grezos – calcaros – argilitic cu nivelul argilelor şi gresiilor contorsionate cu galeţi şi stratele plopoide", echivalent al Formaţiunii de Sucevita, o faună cu microforaminifere aglutinate şi foraminifere mari. Din gresiile contorsionate, evidenţiază: *Nummulites subplanatus* Hantken, *N. rotularius* Deshayes, *N. subramondi* de la Harpe şi *Operculina aff. subpustulosa* Doucieux, asociaţie care ar indica vârsta Ypresian superior – Luteţian inferior.

Olaru (1978) analizează microflora din Formaţiunea de Tazlău şi Formaţiunea de Jgheabul Mare din bazinul văii Bistriţa şi concluzionează că asociaţia palinologică pusă în evidenţă din depozitele Formaţiunii de Tazlău indică vârsta Eocen mediu (Luteţian - Biarritzian), iar conţinutul acesteia este foarte variat, fiind intermediar între asociaţiile polinice ale părţii superioare a gresiei de Tarcău şi ale calcarului de Doamna.

Ionesi (1997) realizează un material de sinteză privind distribuţia moluştelor în depozitele paleogene ale pânzelor de Tarcău şi Vrancea. În bazinul Moldovei, între localităţile Molid şi Frasin autorul pune în evidenţă o faună de bivalve cu *Variamussium captiosum*

Karob., *Glycimeris* aff. *jacquoti nobilis* (Gümbel), *Lucina saxorum* Lamck,. *Corbula* cf. *leonina* Oppenh.,*Corbula gallicula* Desh., *Nuculana* cf. *perovalis* Koenen, *Ostrea* ex. gr. *plicata* Solander, *Chlamys* sp., *Libitina* sp., *Venus* sp., *Cardium* sp. Fauna de bivalve este sincronă cu nivelul cu *Nummulites burdigaliensis*, *N. aquitanicus*, *N. partschi*, cu biozona cu foraminifere planctonice cu *Morozovella aragonensis* (P_8) şi biozona cu nannoplancton calcaros cu *Tribrachiatus orthostylus* (NP_{12}).

Ionesi (1999) pe baza faunelor de macroforaminfere puse în evidenţă (1967, 1971a; faunele F6 – Frasin, F9 – Dobra şi F16 - Miclăuşa), atribuie Formaţiunii de Tazlău vârsta Ypresian superior-Bartonian.

Noi am recoltat din partea superioară a membrului grezo-calcaros 2 probe pentru analize de nannoplancton (22np şi 23np) (fig. nr. 65). Sub microscop am determinat o asociaţie alcătuită din următorii taxoni:

Coccolithus eopelagicus Bramlette et Sullivan
Coccolithus crassus Bramlette and Sullivan
Zigrablithus bijugatus Deflandre
Rhabdosphaera sp. af. Inflata Bramlette et Sullivan
Discoaster saipanensis Bramlette et Riedel
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok
Sphenolithus predistentus Bramlette and Wilcoxon
Rhabdosphaera tenuis Deflandre
Reticulophenestra umbilica Levin (Martini and Ritzkowski)
Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre) Hay et Mohler
Chiasmolithus consuetus Bramlette and Sullivan
Chiasmolithus solitus Bramlette et Sullivan
Coronocyclis nitescens (Kamptner) Bramlette and Wilcoxon
Laternithus minutus Stradner
Braarudosphaera bigelowi Bramlette et Braar.
Scyphosphaera sp. cf expansa Stradner
Rhabdolithus sp.
Reticulophenestra sp.

Semnificaţia biostratigrafică a acestei asociaţii este similară cu cea descrisă din Formaţiunea calcarului de Doamna din Litofaciesul de Scorbura - Doamna (caracterizează biozona NP_{17}). Acest lucru ne justifică să încadrăm nivelul turbiditic din partea superioară a Formaţiunii de Tazlău, în intervalul stratigrafic Bartonian şi, în acelaşi timp, să-l corelăm cu Formaţiunea calcarului de Doamna din litofaciesurile estice. Această interpretare este întărită şi de faptul că, geometric, nivelul turbiditic se găseşte imediat sub silto-pelitele formaţiunii de Plopu, similar cu calcarul de Doamna de sub formaţiunea de Bisericani. Cele afirmate vin în consens şi cu poziţia exprimată de Ionesi (1999) care atribuie formaţiunii de Tazlău, pe baza faunelor cu numuliţi, vârsta Ypresian superior-Bartonian.

PRIABONIAN

Pe aria Pânzei de Tarcău în zona Suceava – Putna - Brodina, sedimentarea la nivelul Priabonianului se uniformizează într-o oarecare măsură, diferenţele litologice înregistrate de la est la vest estompându-se la nivelul formaţiunilor de Plopu şi Bisericani, însă acestea devenind mai pregnante în partea terminală, în cazul formaţiunilor gresiei de Lucăceşti şi a marnelor cu globigerine şi Lupoaia. În acest interval stratigrafic s-au depus în aria celor trei litofaciesuri Formaţiunea de Plopu - Bisericani şi Formaţiunea gresiei de Lucăceşti şi a marnelor cu globigerine, în litofaciesurile de Doamna şi Scorbura - Doamna şi formaţiunile de Plopu şi Lupoaia în Litofaciesul de Scorbura – Tazlău.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Atât pe aria estică, corespunzătoare faciesurilor de Doamna şi Scorbura - Doamna, cât şi pe cea vestică dezvoltată în facies de Scorbura - Tazlău, Priabonianul marchează o schimbare radicală în evoluţia bazinului de sedimentare (morfologic, regim tectonic, geochimic, etc.), concretizată prin acumularea în prima parte a unui fliş pelito-grezos, în condiţii geochimice alternante (de la uşor oxidant la uşor reducător), cu o colorație roşie-verde, specifică. În ultima parte a intervalului revine un moment de sedimentare predominant arenitic, diferenţele între zona estică şi cea vestică fiind reprezentate de cantitatea de material lutitic (mai mare în est) şi natura chimico-mineralogică a gresiilor formate.

Un aspect care trebuie subliniat constă în faptul că pe aria Litofaciesului de Doamna din zona noastră, formaţiunile priaboniene nu aflorează, coloana litologică fiind retezată tectonic şi acoperită de depozitele solzilor Straja şi Bâtca - Glodu. În consecinţă depozitele eocen superioare aflorează numai în aria de dezvoltare a litofaciesurilor de Scorbura - Doamna şi Scorbura - Tazlău.

Referindu-ne la diferenţele litofaciale ale depozitelor dintre zona mediană (Litofaciesul de Scorbura – Doamna) şi zona vestică (Litofaciesul de Scorbura - Tazlău), noi am remarcat că acestea sunt mai pregnante în cazul formaţiunilor gresiei de Lucăceşti şi a marnelor cu globigerine şi de Lupoaia de la partea superioară. La nivelul formaţiunilor de Bisericani şi Plopu se constată o creştere a intercalaţiilor de material arenitic în cel silto-lutitic pe întreaga arie de aflorare a Pânzei de Tarcău, precum şi în Pânza de Vrancea.

Micu (1981) sesizează acest aspect în bazinul Suceviţei, în aria de aflorare a skibelor externe şi foloseşte în acest caz denumirea de Formaţiunea de Plopu – Bisericani. Noi considerăm că cele semnalate de Micu în bazinul Suceviţei se confirmă şi la nord de Valea Putnei, justificându-se folosirea în continuare, atât pentru domeniul Tarcău cât şi pentru domeniul de Vrancea, a denumirii de Formaţiunea de Plopu - Bisericani, care reflectă situaţia din teren.

LITOFACIESUL SCORBURA - DOAMNA

Depozitele priaboniene din aria Litofaciesului de Scorbura - Doamna sunt cuprinse între Formaţiunea de Doamna - Viţeu, în pat şi Formaţiunea menilitelor inferioare, în acoperiş. Acestea sunt repartizate Formaţiunilor de Bisericani şi Formaţiunii gresiei de Lucăceşti şi a marnelor cu globigerine, alcătuind coloanele Solzului Bâtca – Glodu şi a Lamei de rabotaj Măgura. Au fost cartate pe pr. Răstoaca Mare, Valea Sucevei, pr. Ciolotei, pr. Măgura, izvoarele pr. Sihastru, afluenţii de dreapta ai pr. Glodu şi Valea Putnei. Profilele pe care se poate urmării succesiunea integrală a coloanei priaboniene sunt deschise în nord, pe pr. Răstoaca Mare şi în sud, pe Valea Putnei.

Formaţiunea de Plopu - Bisericani

În zona noastră Formaţiunea de Plopu - Bisericani rămâne specifică Pânzei Vrancea şi părţii estice a Pânzei de Tarcău, dezvoltându-se între calcarul de Doamna şi gresia de Lucăceşti, ca şi stratotipul descris de Athanasiu (1921) pe pr. Bisericani (afluent de stânga al Bistriţei).

Atanasiu (1943) preia denumirea formaţiunii introdusă de Athanasiu (1921) („strate de Bisericani"), dar o poziţionează greşit şi o consideră echivalentă cu gresia de Lucăceşti, deci superioară Formaţiunii de Plopu.

Ionesi (1961) consideră că Formaţiunea de Bisericani şi Formaţiunea de Plopu reprezintă aceeaşi fază de sedimentare, însă uşor diferită pe aria vestică faţă de aria estică. De asemenea se face menţiunea că Formaţiunea de Bisericani are în pat depozitele calcarului de Doamna.

Micu (1981) ia în discuţie punctele de vedere exprimate de către Joja (1960), Cernea (1954), Polonic şi Polonic (1967), Ionesi (1971) asupra Formaţiunii de Bisericani şi afirmă că în bazinul Suceviţei, la est de fruntea skibei Poiana Crucii, Eocenul superior este dezvoltat în

facies de Bisericani, la vest de aceasta urmând o zonă de tranziție, reprezentată de depozite în facies de Plopu - Bisericani.

Litostratigrafia

În sectorului Putna - Sucevița, cercetări detaliate au fost efectuate de Joja sau Joja și colaboratorii (1954, 1957, 1960, 1963, 1968, 1978), Polonic și Polonic (1967), Micu (1981), Ionesi și Florea (1984), Ionesi și Grasu (1986), Grasu et al. (1988), Ionesi (1989), Micu și Constantin (1988, 1993), Florea (1999) și Bogatu (1999). La nord de r. Putna autorii menționați și-au orientat cercetările în special asupra Semiferestrei Gura-Putnei, în Unitatea de Tarcău investigațiile fiind sporadice și în consecință informațiile insuficiente.

Joja (1957) separă în cadrul depozitelor lutitice de pe pr. Strujinoasa (afluent de dreapta al Putnei), "*orizontul stratelor de Strujinoasa*", alcătuit din argile roșii ce se dezvoltă pe o grosime de cca. 10 m, situat la 10 m grosime stratigrafică față de "Calcarul de Doamna". La partea superioară se individualizează "orizontul stratelor de Bisericani". Joja apreciază că "stratele de Strujinoasa" sunt caracteristice atât pentru "unitatea superioară" (= Pânza de Tarcău) cât și pentru "unitatea inferioară" (Pânza de Vrancea).

Ionesi (1971) aducând ca argumente rezultatele cercetărilor întreprinse în bazinul Humorului, atașează depozitele "Orizontului argilelor roșii și verzi", "stratelor de Bisericani", în concordanță cu descrierea stratotipului "stratelor de Plopu" de către Atanasiu (1943). De asemenea, sunt separate trei unități litologice cu rang de membri: *argilele roșii și verzi*, *argilele cenușii-verzui* și *marnele verzi cu globigerine*.

Fig. nr. 64
Formațiunea de Plopu - Bisericani în Litofaciesul de Scorbura – Doamna

Sus - *Membrul argilelor roșii de Strujinoasa, din Lama de rabotaj Măgura, pe pr. Măgura*

Jos – *Membrul argilelor verzi și cenușii de Putna, din Solzul Bâtca – Glodu, pe r. Putna*

Grasu et al. (1988) întreprinde studii petrografice asupra formațiunilor de Bisericani, Plopu și Podu Secu, făcând radiografia petrografică a coloanelor, observații sedimentologice și sugestii privind valorificarea economică a unor nivele de argile. Considerațiile petrografice și

sedimentologice asupra Formațiunii de Bisericani sunt făcute de către autori pe baza datelor furnizate de către Botez et al. (1967).

Ionesi (1989) separă în partea superioară a Formațiunii de Bisericani și Formațiunii gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine, pe pâraiele Larga, Boicu Mic (afluent de stânga al Suceviței) 18-20 intercalații de bentonite, pentru care propune denumirea de "bentonite sau tufuri de Larga".

Florea (1999) și Bogatu (1999) studiază depozitele Formațiunii de Bisericani din zonele Putna - Sucevița și respectiv Soloneț – Sucevița - Moldovița, prilej cu care fac considerații litostratigrafice și biostratigrafice, separând fie cu rang de membru, fie cu rang de formațiune, argilele roșii de Strujinoasa în bază și argilele cenușii și verzi la partea superioară.

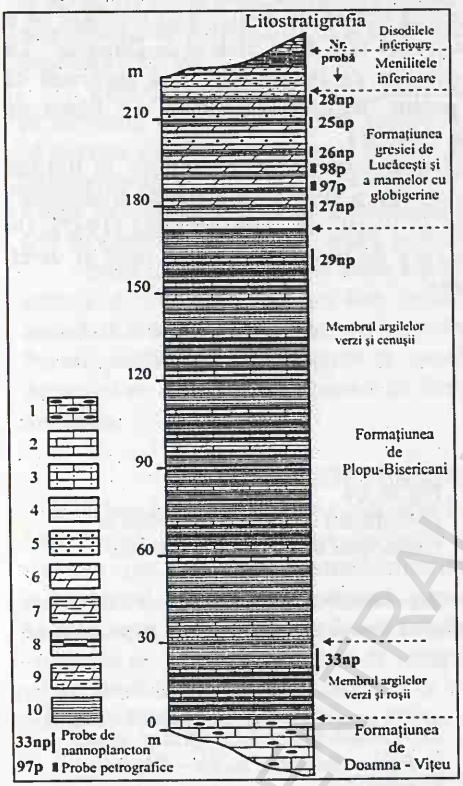


Fig. nr. 65
Coloana litologică a formațiunilor priaboniene în Litofaciesul de Scorbura – Doamna

1 – biomicrite silicolitice
2 – calcare
3 – gresii calcaroase
4 – gresii
5 – gresii grosiere și microconglomerate
6 – marne
7 – calcare argiloase
8 – menilite
9 – marne cafenii de Lingureşti
10 – siltolutite: argile și marne verzi, roșii și cenușii

În zona noastră de interes formațiunea aflorează pe pr. Răstoaca Mare, Valea Sucevei, pr. Ciolotei, izvoarele Sihastrului, afluenții de dreapta ai pr. Glodu și Valea Putnei. De asemeni aflorează pe pr. Măgura, în fruntea Lamei de rabotaj Măgura. Cartările din teren ne-au permis separarea a doi membrii: *Membrul argilelor roșii de Strujinoasa* și *Membrul argilelor verzi și cenușii de Putna* (fig. nr. 64, 65).

Membrul argilelor roșii de Strujinoasa

Depozitele acestui membru separat de Joja (1957) pe pr. Strujinoasa, aflorează în fruntea Lamei de rabotaj Măgura, pe pr. Cioloteiaș și Sihastru. În secțiunile din Valea Sucevei și Valea Putnei acestea sunt acoperite de depozite cuaternare.

Litologic este alcătuit dintr-o alternanță vărgată, de argile roșii-cărămizii și verzui, subordonat cenușii, cu intercalații subțiri de gresii cuarțoase glauconitice, cenușii sau cenușii-verzui, cu hieroglife de dimensiuni reduse pe talpă. Grosimea acestui membru a fost apreciată la 10-30 m.

Membrul argilelor verzi şi cenuşii

Succesiunea litologică a acestui membru este deschisă în nord pe pr. Răstoaca şi pr. Ciolotei şi în sud la izvoarele pr. Sihastru şi în Valea Putnei. Grosimea stratigrafică a depozitelor este de 120-150 m. Litologic, este alcătuit dintr-o alternanţă monotonă de seevenţe ritmice de argile şi siltite verzui şi cenuşii, cu gresii cuarţoase glauconitice cenuşii, uneori verzui şi gresii litice cenuşii sau negricioase, cu hieroglife pe talpă şi cu structură convolută la partea superioară.

Faţă de coloana litologică a stratotipului descris pe pr. Bisericani (afluent de stânga al Bistriţei) de către Athanasiu (1921), reanalizat de Grasu et al. (1988), şi datele prezentate de Ionesi (1971) în bazinul Moldovei, Florea (1999) în bazinul Suceviţei şi Bogatu (1999) în sectorul Soloneţ – Sucevița - Moldovița, în zona Suceava – Putna – Brodina intercalaţiile de material arenitic devin mult mai importante, ocupând până la 40% din coloană. În acest context, succesiunea de Bisericani descrisă de noi se apropie mai mult de ceea ce Micu (1981) separă în skibele externe din bazinul Suceviţei drept un facies de tranziţie, folosind denumirea de „strate de Plopu – Bisericani" (fig. nr. 64, 65).

Biostratigrafia

Inventarul biostratigrafic al Formaţiunii de Bisericani constă din asociaţii de moluşte microforaminifere, nannoplancton şi palinomorfe. Pentru poziţionarea corectă a depozitelor formaţiunii în coloana litostratigrafică, s-a luat în calcul şi conţinutul în macroforaminifere al formaţiunilor sub- şi sprajacente.

Joja et al. (1963) analizează asociaţiile microfaunistice din zona Suceava - Sucevița, punând în evidenţă în partea inferioară a formaţiunii zona VII cu *Haplophraglmoides* şi *Cyclammina amplectens* (asociaţia se caracterizează prin explozia speciilor *Haplophraglmoides simplex, H. aglutinans, H. turpe,* etc. şi *Cyclammina amplectens* Grzyb, cu o frecvenţă scăzută) (considerată caracteristică pentru „*orizontul Stratelor de Plopu inferioare*") şi zona VIII cu *Spiroplectammina* şi *Recurvoides* (asociaţie alcătuită din foraminifere aglutinate cu *Spiroplectammina brevis,* (Grzb), *S. foliacea* (Rzk) şi *Recurvoides walteri* (Grzyb) şi *R. turbinatus* (Brady)), corespondentă cu „stratele de Strujinoasa" (Joja, 1957). Autorii consideră că cele doua zone demonstrează vârsta Eocen mediu a depozitelor analizate.

Din argilele verzi şi cenuşii din partea superioară a formaţiunii, autorii determină de asemenea o asociaţie de foraminifere cu *Bathysiphon, Nodosaria longiscata* d'Orb, *Dentalina catenula* Reuss şi numeroase diatomee, care au fost ataşate zonei IX cu diatomee, de vârsta Eocen superior.

Cercetările similare efectuate de către Grigoraş et al. (1966), Agheorghiesei et al. (1967), Dicea (1968, 1974) conduc la concluzia că depozitele în discuţie au vârsta Eocen superior.

Olaru (1978) prezintă din bazinul Bistriţei o listă bogată de microfloră, pe baza căreia afirmă că în cadrul acestor depozite angiospermele eocenic-paleotropice (*Postnormapolles*) deţin o poziţie principală, angiospermele *Normapolles* sunt slab reprezentate de ultimele forme de pe scara lor de evoluţie, angiospermele arctoterţiare sunt în plină ofensivă, înlocuind treptat flora terţiară caldă, iar gimnospermele completează flora arctoterţiară. În ceea ce priveşte vârsta, autorul consideră că aceasta este Eocen superior (Priabonian).

Ionesi, Moisescu şi Melinte (1996) şi Ionesi (1977) prezintă o faună de moluşte descoperită într-un bloc lumaşelic din sinclinalul Larga, Pânza de Tarcău, la partea superioară a Formaţiunii de Bisericani, la 90 m grosime stratigrafică sub gresia de Ferestrău. Lumaşelul se află în cuprinsul rocilor silto-lutitice care constituie fondul litologic al Formaţiunii de Bisericani. Din acesta au fost determinaţi un număr de 15 taxoni, printre care *Arcoperna tenera* (Desh.), *Cardita asteri* (d'Orb), *Chlamys biarritziensis bellicostatus* (Hood), *Crassostrea cyathula* (Lam) *Gari (Psamoica) ex. gr. brevisinuata* (Cossm), *Venericardia ex.*

gr. hortensis (Vinassa de Regny), *Musculus ex. gr. dilatatus* (Desh.), *Fragum ex. gr. reniforme* (Koen), *Vepricardium ex. gr. hausmanni* (Philippi), etc., care denotă vârsta Eocen superior.

Inventarul biostratigrafic prezentat a fost completat cu asociațiile de nannoplancton calcaros puse în evidență de către Dicea și Dicea (1980), Micu și Gheța (1986), Ionesi et al. (1996), Florea (1999) și Bogatu (1999).

Dicea și Dicea (1980) pune în evidență de la partea superioară a formațiunii de Bisericani (zona Putna - Vrancea și Tazlăul Mare), o sumă de taxoni de nannoplancton, printre care *Isthmolithus recurvus, Reticulofenestra umbilica, Zygrablithus bijugatus, Dictiococcites dictyodus, Ericsonia subdisticha*, considerați că reprezintă biozonele NP_{19}—NP_{20}.

Micu și Gheța (1986) determină în partea superioară a formațiunilor de Plopu și de Bisericani o faună asemănătoare cu cea menționată anterior, însă pe care o încadrează la biozona NP_{21}.

Ionesi, Moisescu și Melinte (1996) analizează pe lângă fauna de moluște și conținutul în nannoplancton, fiind puși în evidență un număr de 24 de taxoni (*Sphenolithus moriformis, Transversopontis pulcher, Reticulofenestra umbilica, Zygrablithus bijugatus, Cyclicargolithus floridanus* și *Dictiococcites multipora, Discoaster barbadiensis, Isthmolithus recurvus, Discoaster barbadiensis, Lanternitus minutus Cribrocentrum reticulatum Helicosphaera reticulata* etc.), asociație care se încadrează la biozona NP_{19}, confirmând vârsta Eocen superior (Priabonian).

Florea (1999) analizează probele de nannoplancton recoltate din Membrul argilelor roșii de Strujinoasa, din zona stratotipului de pe pr. Strujinoasa (afluent de dreapta al râului Putna) si din Membrul argilelor cenușii și verzi din bazinele Suceviței (de pe pâraiele. Rusca și Bercheza) și Putnei (pâraiele Putnișoara și Strujinoasa).

Din Membrul argilelor roșii de Strujinoasa pune în evidență următoarea asociație de nannoplancton: *Braarudosphaera bigelowi* (Gran. et. Braarud.) Deflandre, *Discoaster barbadiensis* (Tan Sin Hok), *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, *Cycloccolithus formosus* (Black, Hay et al.), *Neococolithes (Zygolithus) dubius* (Deflandre), *Rhabdosphaera tenuis* Deflandre și *Coccolithus pelagicus* (Walich, Schiller). Autorul consideră că, deși persistă unele incertitudini privind încadrarea acestei asociații, deoarece depozitele atașate Membrului argilelor roșii de Strujinoasa se dispun peste Formațiunea calcarului de Doamna (încadrată în biozona NP_{17}), o poate atribui cu un oarecare grad de certitudine biozonei NP_{18}, mai ales că depozitele care urmează în continuitate de sedimentare (Membrul argilelor cenușii verzui) aparțin fără echivoc biozonei NP_{19}. În acest caz vârsta depozitelor în discuție este Priabonian inferior, fiind în acord și cu celelalte informații de ordin biostratigrafic existente.

Din partea superioară a formațiunii (membrul argilelor cenușii și verzi) s-au determinat taxonii *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Rhabdosphaera tenuis* Deflandre, *Cyclicargolithus floridanus* Martini, *Reticulofenestra umbilica* (Levi) Martini et Ritzkovschi, *Zygrablithus bijugatus* Deflandre, *Sphenolithus moriformis* Deflandre, *Discolitina plana* (Levin), *Helicosphaera seminulum lophota* Bramlette et Sullivan și *Coccolithus crassus* Bramlette et Sullivan. Pe baza acestei asociații se conturează biozona NP_{19} și eventual baza biozonei NP_{20}, caracteristice Priabonianului.

În concluzie autorul afirmă că Formațiunea de Bisericani este caracterizată de biozonele NP_{18}, NP_{19} și NP_{20} care, în concordanță cu celelalte date de ordin biostratigrafic, argumentează vârsta Eocen superior (Priabonian) pentru aceasta.

Noi am analizat două probe de nannoplancton din Formațiunea de Plopu-Bisericani (fig. nr. 65), una recoltată din membrul argilelor verzi și roșii (33np) și una din membrul argilelor verzi și cenușii (29np), identificând următoarele asociații:

Asociația 1 (33np)

Discoaster barbadiensis (Tan Sin Hak)
Discoaster deflandres Bramlette et Riedel
Cycloccolithus formosus (Black, Hay et al.)
Neococolithes (Zygolithus) dubius (Deflandre)
Rhabdosphaera. tenuis Deflandre
Coccolithus pelagicus (Walich, Schiller)
Chiasmolithus consuetus Bramlette and Sullivan
Reticulophenestra minuta Müler
Discoaster tani Prins.

Asociația 2 (29np)

Discoaster saipanensis Bramlette et Riedel
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok
Discoaster tani Prins
Isthmolithus recurvus Deflandre
Rhabdosphaera tenuis Deflandre
Cyclicargolithus floridanus Martini
Reticulofenestra umbilica (Levi) Martini et Ritzkovschi
Zygrablithus bijugatus Deflandre
Sphenolithus moriformis Deflandre
Laternitus minutus (Stradner)
Coccolithus pelagicus Bramlette and Sullivan
Sphenolithus predistentus Bramlette and Wilcoxon
Braarudosphaera bigelowii (Gran et Braarud) Deflandre

Caracteristica asociației 1 constă în aceea că nu apar taxoni index de biozonă, speciile determinate evoluând într-un spectru mai larg stratigrafic. Astfel, *Discoaster barbadiensis* este în curs de extincție, aceasta urmând să se petreacă în biozona NP_{20}, la fel ca și pentru taxonul *Neococcolithus dubius* (Bratu și Gheța 1972). Taxonul *Reticulophenestra minuta* își face apariția în Biozona NP_{18}, partea mediană și are extincția în Biozona NP_{23}, partea superioara, iar taxonul *Discoaster tani* apare în biozona NP_{17}, partea mediana și evoluează până în Biozona NP_{23}, partea mediana (Perch-Nielsen, 1983). Gartner (1978) citează același taxon în biozonele NP_{10}-NP_{17} (Eocen mediu - Eocen superior), Hamilton et al. (1985) în biozonele NP_{12}-NP_{15} din Anglia, iar Lebenson (1973) în biozonele NP_{19}-NP_{21}. Considerăm pe baza taxonului *Reticulophenestra minuta* că depozitele membrului argilelor verzi și roșii se încadrează în Biozona NP_{18}, mai ales că se dispune sub depozitele Membrului argilelor verzi și cenușii care aparține biozonei NP_{19}. În acest caz vârsta Membrului argilelor verzi și roșii este Priabonian inferior, în acord și cu celelalte informații de ordin biostratigrafic existente la această dată.

În asociația 2 se remarcă prezența taxonului *Isthmolithus recurvus* a cărui primă ocurență marchează baza biozonei NP_{19}, ce îi poartă numele. Alături de acesta mai apar taxonii *Cyclicarglolithus floridanus, Zygrablithus bijugatus, Reticulofenestra umbilica, Rhabdosphaera tenuis, Lanternithus minutus și Sphenolithus predistentus* care sunt specii comune asociației de nannoplancton calcaros din Biozona NP_{19}.

Luând în discuție datele biostratigrafice prezentate pentru depozitele de Plopu - Bisericani, precum și cele existente pentru formațiunile din pat și culcuș, suntem îndreptățiți să încadrăm Formațiunea de Plopu - Bisericani în intervalului stratigrafic Priabonian.

Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine

În sectorul Suceava – Putna – Brodina, Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine se dezvoltă în Litofaciesul de Scorbura - Doamna din Unitatea de Tarcău, în partea terminală a coloanei litostratigrafice a Eocenului. Are în culcuș Formațiunea de

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Plopu-Bisericani şi în acoperiş Formaţiunea menilitelor inferioare. Raporturile cu depozitele din pat şi acoperiş sunt de continuitate.

Denumirea de "*gresia de Lucăceşti*" a fost introdusă de Voiteşti, pentru depozitele grezoase de peste gresiile de Tarcău. Atanasiu (1943) precizează diferenţele dintre gresiile descrise de Voiteşti pe pr. Lucăcioaia, de la Lucăceşti şi cele de pe Tazlăul Sărat, figurând şi poziţia lor reală peste „stratele de Plopu" şi sub menilitele inferioare, oligocene.

Litostratigrafia

În perimetrul nostru această formaţiune a fost cartată pe pr Răstoaca Mare, Valea Sucevei, pr Ciolotei, afluenţii de dreapta ai pr Glodu şi Valea Putnei, intrând în alcătuirea coloanei litologice a Solzului Bâtca - Glodu.

Referiri la „*Gresia de Lucăceşti*" în zona Putna - Sucevița au fost făcute pentru prima dată de Joja (1954), care spunea că „*Orizontul gresiei de Lucăceşti are o grosime de 20-40 m. Gresia de Lucăceşti, care lipseşte, în general, între Voivodeasa şi Sucevița, are în basinul Pârâului Putna un aspect aproape identic cu al Gresiei de Kliwa, prezentându-se ca şi aceasta în bancuri groase de 2-5 m şi chiar mai mult.*".

Ulterior, Ionesi (1957, 1961) în bazinul Humorului şi Joja (1963) în zona Putna – Sucevița, pun în evidenţă la partea superioară a argilelor verzi şi cenuşii din Formaţiunea de Bisericani un reper litostratigrafic important pentru ariile estice ale flişului extern şi anume „orizontul marnelor cu globigerine". Acest nivel a fost recunoscut apoi şi în zonele sudice, precum bazinele Bistriţei, Moldovei şi Teleajenului (Blaicher et al., 1963; Grigoraş et al., 1966: etc.).

Ionesi (1971) prezintă în bazinul Moldovei gresia de Lucăceşti drept un orizont reper, situat la partea superioară a „stratelor de Bisericani", cu o grosime neuniformă de 3-25 m. Litologic, gresia este silicioasă, slab cimentată, cu rare granule de glauconit şi fragmente de roci verzi, de culoare albicioasă, având aspectul gresiei de Kliwa. De asemenea, frecvent apar în partea mijlocie a orizontului zone sau lentile calcaroase, dure. Analizând relaţiile între marnele cu globigerine şi gresiile de Lucăceşti, se arată că gresiile sunt dispuse neuniform în partea superioară a „stratelor de Bisericani", intercalate între marnele cu globigerine sau dispuse peste acestea.

Micu (1981) subliniază importanţa nivelului de gresii de Lucăceşti şi marne cu globigerine ca reper litostratigrafic în flişul extern al Carpaţilor Orientali. Referitor la alcătuirea litologică a „*orizontului*" arată că în bazinul Suceviței este constituit din marne gri-verzui, uneori albicioase, cu intercalaţii de gresii cuarţoase, glauconitice, rar cu ciment slab calcaros, în strate de la 0,2-0,7 m până la 1,5-3,4 m. Grosimea totală a orizontului este de 15-40 m. Gresiile cuarţoase (de Lucăceşti) prezintă o mare variabilitate ca grosime, poziţie în nivel şi mineralogie.

Grasu et al. (1988) analizând petrografic gresiile de Lucăceşti le încadrează în grupa cuarţarenitelor, cuarţul epiclastic reprezentând constituientul principal (peste 90%).

Marnele cu globigerine sunt prezentate de către Ionesi (1989) şi Florea (1999) în zona Sucevița, ca un nivel distinct în baza gresiei de Lucăceşti, sau ca intercalaţii între bancurile acestei gresii. Marnele sunt cenuşii, verzui, albicioase, compacte, cu intercalaţii de argile cenuşii-verzui şi calcare micritice, de culoare cenuşii sau gălbui. La partea superioară a formaţiunii au fost separate patru intercalaţii de bentonite, cu grosimi de 2-15 cm, de culoare verzui-albicioase, cu o plasticitate foarte ridicată în stare umedă şi friabile în stare uscată.

În ce priveşte gresia de Lucăceşti, aceeaşi autori remarcă că aceasta se poate prezenta ca un banc de gresie cuarţoasă dispus peste marnele cu globigerine, sau ca mai multe strate de gresii cuarţoase separate de intercalaţii de marne cu globigerine. Grosime stratelor variază de la câţiva centimetri până la 3 m. Este o gresie cuarţoasă, slab cimentată, cu rare fragmente de roci verzi şi glauconit, de culoare alb-verzuie. De regulă are un aspect kliwiform.

În zona noastră de studiu apare deschisă în succesiune completă, între argilele verzi şi cenuşii din Formaţiunea de Plopu-Bisericani şi marnele de Lingureşti, pe pârâul Răstoaca şi râul Putna (fig. nr. 65, 66).

Fig. nr. 66

Formaţiunea gresiei de Lucăceşti şi a marnelor cu globigerine pe pr. Răstoaca, afluent de stânga al pr. Falcău

Pe pr. Răstoaca Mare (afluent de stânga al pr. Falcău) aflorează integral depozitele formaţiunii, cu o grosime stratigrafică de 42 m. În acest profil sunt vizibile si contactele cu depozitele Membrului argilelor verzi şi cenuşii de Putna, din pat şi cu marnele cafenii de Lingureşti (Membrul menilitelor compacte) din acoperiş.

Litologic, sunt constituite din secvenţe silto-lutitice reprezentate de marne cenuşii, verzui, albicioase, cafenii şi rubanate, argile verzui-cenuşii şi calcare pelitomorfe gălbui sau cenuşii, în care se intercalează gresii calcaroase, grosiere, cu elemente de roci verzi, de culoare cenuşie-oliv, gresii cuarţoase kliwiforme, albicioase şi gresii cenuşii-albicioase, slab calcaroase. La partea superioară gresiile sunt grosiere, cu aspect microruditic, uneori cu dezvoltare lentiliformă, cu grosimi variabile de la 10 cm la 50-60 cm. În partea inferioară se individualizează strate de 30-60 cm grosime de gresii cuarţoase, kliwiforme şi gresii calcaroase (gresii de Lucăceşti). În cazul de faţă, gresia de Lucăceşti nu se dispune ca un nivel distinct la partea superioară a marnelor cu globigerine, ci se prezintă ca intercalaţii la diferite nivele între acestea.

Din gresiile cuarţoase de tip Lucăceşti s-au executat secţiuni subţiri. Analiza microscopică a scos în evidenţă prezenţa cuarţului alogen angular şi subangular, în procente de 60-95%, în unele câmpuri cu dimensiuni siltice, a litoclastelor de cuarţite şi şisturi cuarţitice sericitoase (2-5%) şi feldspaţilor (1-5%). În unele câmpuri apare glauconitul, sub 3%. Elementele sunt prinse într-un ciment silicios de pori. În secvenţele care fac efervescenţă

cu HCl, sub microscop relevă o scădere procentuală a participării cuarțului alogen (sub 70%) și înlocuirea cimentului silicios cu ciment calcitic, de pori (fig. nr. 67, câmpurile I-IV).

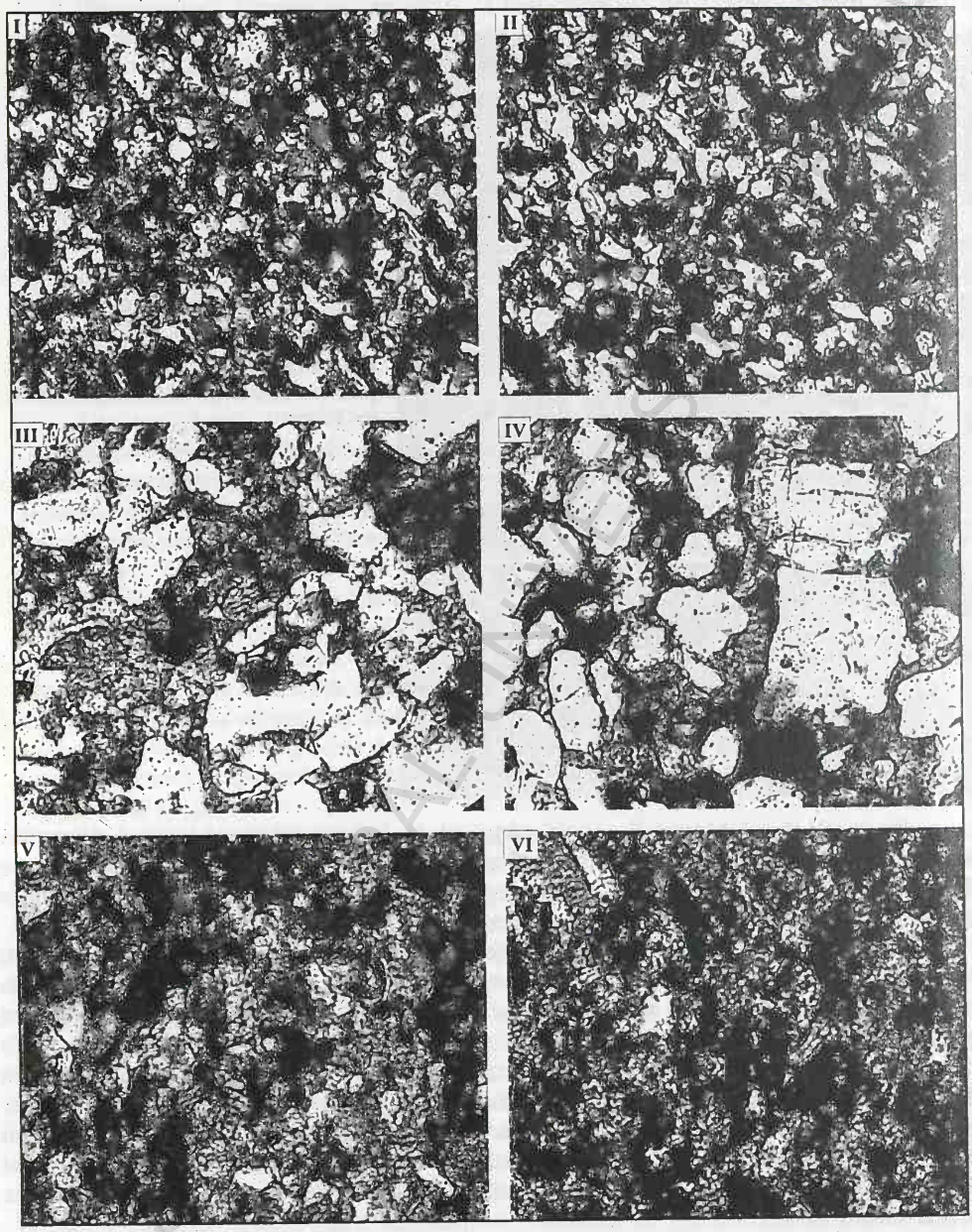


Fig. nr. 67 – Imagini la microscop din gresiile de Lucăcești și biomicritele silicolitice (*Câmpuri: I, II – cuarț alogen, litoclaste și glauconit în ciment silicios, N+, x32; III,IV – granule de cuarț în ciment calcitic sparitic, N+, x100; V, VI – material bioclastic prins într-o masă calcedonică, N+, x100*)

Analizele efectuate pe calcarele pelitomorfe au scos în evidență o masă de calcită micritică, înlocuită în anumite câmpuri cu calcedonie în care sunt prinse numeroase bioclaste. Se pot decela spiculi de spongieri, foraminifere și, probabil, moluște și extraclaste de cuarț siltic și rar litoclaste de cuarțite (fig. nr. 67, câmpurile V, VI). Aceste roci le-am încadrat în categoria biomicritelor silicolitice.

Ionesi (1971) prezentând gresia de Lucăcești din bazinul Moldovei consideră că datorită compoziție mineralogice cu carbonați, granule de glauconit și fragmente de roci verzi, această gresie are mai multe afinități cu gresia de Păltinoasa – Scorbura (Băncilă, 1952; = gresia de Scorbura, Joja, 1954), decât cu cea de Kliwa.

Grasu et al. (1988) analizează petrografic gresiile de Lucăcești din malul stâng al Tazlăului Sărat (la Zemeș), considerând că este o rocă cu un grad ridicat de maturitate care se încadrează în categoria cuarțarenitelor, iar varietățile mai calcaroase în categoria gresiilor subcuarțoase.

Biostratigrafia

Conținutul biostratigrafic al Formațiunii gresiei de Lucăcești și marnelor cu globigerine este foarte bogat, fiind determinate asociații de macroforaminifere, microforaminifere, nannoplancton calcaros, palinomorfe și moluște (bivalve și gasteropode).

Studiile întreprinse asupra depozitelor din acest interval stratigrafic (Ionesi, 1957, 1961, 1975; Joja et al., 1963; Blaicher et al., 1963; Grigoraș et al., 1966; Agheorghiesei et al., 1967; Dicea, 1974; Bratu, 1975), au condus la determinarea unei faune foarte bogată de foraminifere planctonice cu *Globigerina eocaenica eocaenica, Globigerina eocaenica iregularis, Globigerina eocaena, Globigerina officinalis, Globigerina inaequispira, Globigerina corpulenta, Globigerina frontosa, Globigerina pera, Globigerina prebulloides prebulloides, Globigerina darvillensis, Globigerina gortani, Globigerinoides index*, care atestă vârsta Eocen superior.

Ionesi și Ionesi (1966) descrie din gresia de Lucăcești o faună cu moluște reprezentată prin genurile *Metrix hungarica*, *Anomia tenuistriata*, *Corbula gallica*, ce ar indica Priabonianul. Însă asupra acestei faune Ionesi (1989) revine, poziționând corect nivelul în cuprinsul marnelor de Lingurești și gresiei de Ferăstrău.

Olaru (1978) apreciază pe baza analizelor microfloristice că în această perioadă predomină angiospermele de tip *Postnormapolles* și arctoterțiare, alături de un microfitoplancton foarte bogat și variat, care se dezvoltă de obicei în condițiile existenței unei mări relativ adânci, aerisite și cu salinitate normală. Cât privește vârsta, autorul afirmă că din punct de vedere palinologic depozitele în discuție reprezintă o zonă cuprinsă între Eocenul superior și Oligocen.

Micu (1981) referindu-se la vârsta acestor depozite din bazinul Suceviței, remarcă că acestea încheie succesiunea depozitelor eocene, însă fără a da detalii biostratigrafice.

Ionesi (1999) într-o lucrare de sinteză asupra semnificației biostratigrafice a faunei numulitice paleogene, separă din Formațiunea de Ardeluța și Formațiunea gresiei de Lucăcești, nivelul cu *Nummulites fabianii*. Acesta a fost identificat în două aflorimente, pe pârâul Merișor din bazinul Tarcăului și pe pârâul Petac din bazinul Moldovei (perimetrul localității Demăcușa) – în Formațiunea de Ardeluța și pe pâraiele Stârmina, Rău și Morii – în gresia de Lucăcești. Taxonii identificați cuprind pe lângă *Nummulites fabianii* și *N. chavannesi, N. striatus, N. variolarius, N. globulus, Assilina exponens, Discocyclina* sp. div., *Asterocyclina* sp.

Nivelul cu *Nummulites fabianii* atestă vârsta Priabonian pentru Formațiunea gresiei de Lucăcești și marnelor cu globigerine și depozitele sincrone, încadrându-se în tipul de faune pure. În plus, vârsta acestor depozite este confirmată și de nannoplanctonul calcaros identificat în marnele cu globigerine (Ionesi și Mészáros, 1989; Oszczypko, 1996).

Cercetarea nannoplanctonului calcaros a preocupat o serie de biostratigrafi, însă investigații raportate strict la Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine care urmează peste Formațiunea de Bisericani, au fost întreprinse de Dicea și Dicea (1980) în zona Putna (Vrancea) și Tazlăul Mare, iar în zonele învecinate nouă Putna - Sucevița și Soloneț – Sucevița - Moldovița de către Florea (1982, 1999) și Bogatu (1999).

Dicea și Dicea (1980) prezintă din partea terminală a Formațiunii de Bisericani (5 m) și din gresiile cuarțoase care succed formațiunea (10 m) o asociație de nannoplancton calcaros cu *Isthmolithus recurvus, Reticulofenestra umbilica, Zygrablithus bijugatus, Dictyococcites dictyodus, Ericsonia subdisticha,* pe care o încadrează biozonelor NP_{19} și NP_{20}.

Florea (1982, 1999) determină din depozitele formațiunii în bazinul Moldoviței (1982) și în zona Putna - Sucevița (1999) o serie de taxoni pe baza cărora separă biozonele NP_{20} și NP_{21}.

Asociațiile de nannoplancton calcaros din bazinul Moldoviței sunt constituite din taxoni precum *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Coccolithus crassus* Bramlette et Sullivan, *Scyphosphaera tubicena* Stradner, *Rhabdolithus creber* Deflandre, *Coccolithus eopelagicus* Bramlette et Riedel, *Zygrablithus bijugatus* Deflandre, *Micrantolithus inaequalis* Martini, *Micrantolithus vesper* Deflandre, *Chiasmolithus oamaruensis* Deflandre și *Chiasmolithus solithus* Bramlette et Sullivan, similar cu cele din zona Putna - Sucevița (cu *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Lanternithus minutus* Stradner, *Zygrablithus bijugatus* Deflandre, *Dictyococcites dictyodus* (Deflandre et Fert), *Micrantolithus vesper* Deflandre, *Cyclocargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry).

Noi am prelevat și analizat 4 probe de nannoplancton recoltate de pe pr. Răstoaca din Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine. Sub microscop am determinat următorii taxoni:

Isthmolithus recurvus Deflandre
Cyclococcolithus formosus Kamptner
Lanternithus minutus Stradner
Zygrablithus bijugatus Deflandre
Dictyococcites dictyodus (Deflandre et Fert)
Micrantolithus vesper Deflandre
Cyclocargolithus floridanus (Roth et Hay) Bukry
Discoaster saipanensis Bramlette et Riedel
Sphenolithus moriformis Deflandre
Coccolithus eopelagicus Bramlette et Riedel
Corranulus germanicus Stradner
Sphenolithus predistentus Bramlette and Wilcoxon

Asociația este comună biozonelor NP_{20}-NP_{21}, fapt demonstrat de prezența taxonilor *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Coccolithus eopelagicus* Bramlette et Riedel, *Zygrablithus bijugatus* Deflandre, *Micrantolithus vesper* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Dictyococcites dictyodus* (Deflandre et Fert), *Cyclocargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry. În ceea ce privește taxonul *Corranulus germanicus* (Martini et al., 1970), Mészáros et al. (1991) și Gheța (1972) sunt de acord ca acesta evoluează în biozonele NP_{19} și NP_{20}. Lebenson (1973) considera ca acest taxon apare la un nivel inferior biozonei NP_{18} și se dezvoltă până în biozona NP_{21}.

În concluzie, vârsta depozitelor formațiunii marnelor cu globigerine și a gresiei de Lucăcești este Priabonian superior, corespunzător biozonelor NP_{20}-NP_{21}.

LITOFACIESUL SCORBURA-TAZLĂU

La vest de falia Falcău - Ştef depozitele priaboniene urmează peste Formaţiunea de Scorbura - Tazlău şi suportă în acoperiş Formaţiunea menilitelor inferioare. În acest litofacies, cartările de teren ne-au permis separarea formaţiunilor de Plopu şi de Lupoaia.

Formaţiunea de Plopu

Această formaţiune urmează în continuare de sedimentare peste Formaţiunea de Scorbura - Tazlău şi suportă în acoperiş nivelul bazal al gresiei de Lucăceşti din Formaţiunea de Lupoaia.

Pe aria litofaciesul de Tazlău *„stratele de Plopu"* au fost descrise pentru prima dată pe pr. Plopu (afluent se stânga al Trotuşului) de Atanasiu (1943). În zona stratotipului *„stratelor de* Plopu" de pe pr. Plopu, autorul prezintă peste gresiile micacee de tip Tarcău o succesiune tipică de fliş, alcătuită din argile slab calcaroase, calcare de culoare verzuie şi cenuşie, cu intercalaţii de gresii calcaroase, în strate subţiri, textură curbicortical şi hieroglife pe talpă. Numărul şi grosimea intercalaţiilor grezoase cresc spre partea superioară a formaţiunii.

Ionesi (1971) studiază în bazinul Moldovei *„stratele de Plopu"* şi le compară cu stratotipul de pe pr. Plopu, după ce face o serie de verificări şi în teren. Autorul ajunge la concluzia că situaţia litologică din bazinul Moldovei corespunde întrutotul stratotipului şi, mai mult, divizează formaţiunea pe considerente litologice şi faunistice în trei *„orizonturi"*: *„orizontul argilelor roşi, verzi şi pestriţe*; *orizontul argilelor verzi şi cenuşii* şi *orizontul marnelor cu globigerine"*.

Micu (1981) remarcă în bazinul Sucevitei la vest de fruntea skibei Poiana Crucii, un facies de tranziţie între depozitele de Bisericani şi cele de Plopu. Autorul îşi întemeiază afirmaţiile şi pe observaţiile efectuate în zonă de către Cernea (1954) şi Polonic şi Polonic (1967). În acelaşi timp Micu observă că faciesul tipic de Plopu (sens Ionesi, 1971) se dezvoltă mai la vest, dincolo de linia Merţa - Bobeica.

Grasu et al. (1988) descrie din zona de stratotip a Formaţiunii de Plopu o serie monotonă, de tip strate cu hieroglife, în care alternează wache-arenite şi lutito-siltite. Autorii remarcă că în baza formaţiunii se individualizează un pachet de argile roşii, verzi şi vărgate, care este absent în vest, în Formaţiunea de Podu Secu.

Litostratigrafia

În sectorul Suceava – Putna - Brodina, depozitele Formaţiunii de Plopu intră în alcătuirea solzilor Crucii – Stauina - Sihăstria şi Şandru - Măgura Vacii. Noi am urmărit-o pe pr. Bodnar, în Culmea Cârmaciului, Valea Sucevei şi pe pâraiele Ascuncelul şi Ascuns.

O deschiderea completă a coloanei formaţiunii se găseşte în Valea Sucevei, la vest de confluenţa cu pr. Ascuns, în Solzul Şandru - Măgura Vacii (fig. nr. 68). Aici sunt clare contactele cu formaţiunile din culcuş (Formaţiunea de Scorbura - Tazlău) şi din acoperiş (Formaţiunea de Lupoaia). În Solzul estic, Crucii – Stauina - Sihăstria, în versantul drept al Sucevei, aflorează numai argilele roşii şi verzi din bază, partea superioară fiind acoperită tectonic de depozitele Solzului Şandru - Măgura Vacii.

Situaţia litostratigrafică din Valea Sucevei ne-a permis separarea Membrului argilelor verzi şi roşii, în bază şi a Membrului argilelor verzi şi cenuşii, la partea superioară (fig. nr. 69).

Membrul argilelor roşii şi verzi a fost separat la izvoarele pr. Bodnar, sub Culmea Cârmaci, în valea Sucevei (în sectorul Frasin), pe pr. Ascunsul şi pr. Ascuncelul. Se dispune peste depozitele turbiditice de la partea superioară a Formaţiunii de Scorbura – Tazlău, pe o grosime de 10-15 m. Este alcătuit dintr-o alternanţă de argile roşi şi verzi, cu intercalaţii de gresii cuarţoase verzui, gresii calcaroase, gresii slab micacee, cu sortare gradată, dispuse în strate de 10-30 cm, cu hieroglife pe talpă.

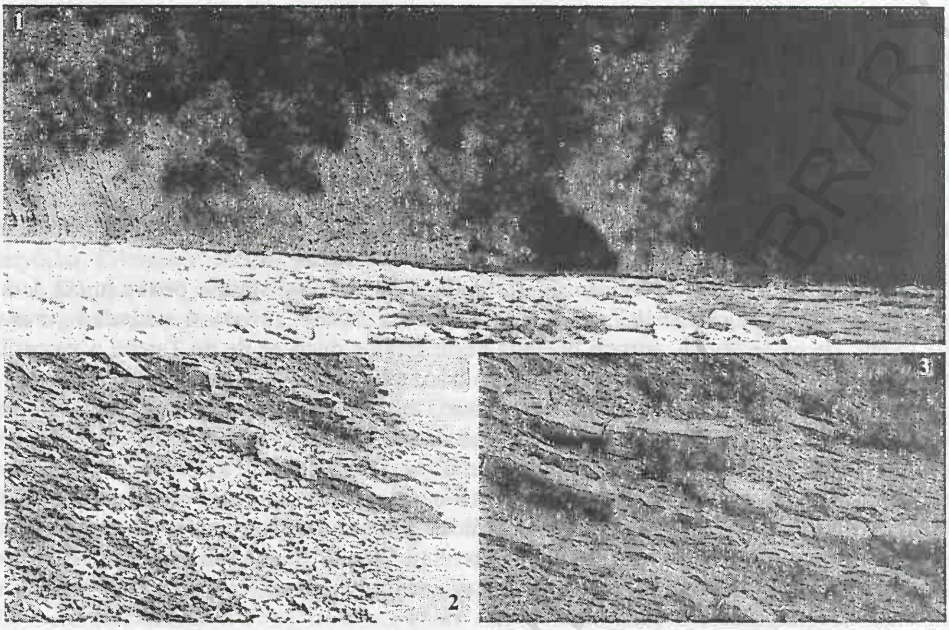


Fig. nr. 68 – Formațiunea de Plopu deschisă în versantul stâng al Valea Sucevei
(*1 – imagine de ansamblu a Formațiunii de Plopu; 2 – imagine din Membrul argilelor roșii și verzi; 3 – imagine din Membrul argilelor verzi și cenușii: gresii cuarțoase verzui cu hieroglife pe talpă*)

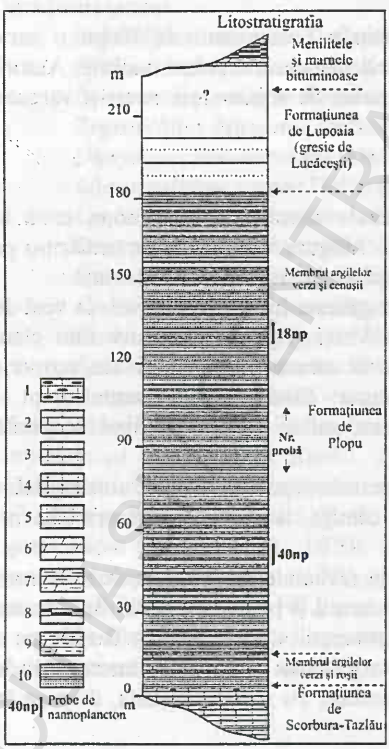


Fig. nr. 69
Coloana litologică a formațiunilor priaboniene
în Litofaciesul de Scorbura – Tazlău

1 – biomicrite silicolitice
2 – calcare
3 – gresii calcaroase
4 – gresii
5 – gresii grosiere și microconglomerate
6 – marne
7 – calcare argiloase
8 – menilite
9 – marne de Lingurești
10 – siltolutite: argile și marne verzi, roșii și cenușii

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Membrul argilelor verzi şi cenuşii urmează în continuare peste argilele roşii şi verzi, pe o grosime de 165 m. În acoperiş suportă în continuitate gresiile de Lucăceşti din Formaţiunea de Lupoaia.

Este alcătuit din secvenţe silto-lutitice de argile şi argile calcaroase de culoare verzuie, cenuşie-verzuie şi cenuşie care alternează cu secvenţe arenitice de gresii cuarţoase verzui şi gresii calcaroase cenuşii, dispuse în strate de 10-30 cm, cu hieroglife pe talpă şi, uneori, cu structură convolută la partea superioară.

Biostratigrafia

Datele biostratigrafice pentru Formaţiunea de Plopu din Valea Sucevei sunt sărace, regiunea cea mai apropiată în care s-au desfăşurat cercetări în acest sens fiind bazinul Moldoviţei. Problema vârstei Formaţiunii de Plopu şi a formaţiunilor sincrone de Bisericani, Podu Secu, precum şi a gresiei de Lucăceşti şi marnelor cu globigerine a fost controversată mult timp.

Joja et al. (1963) consideră că "stratele de Plopu" sunt de vârstă Eocen superior. El îşi argumentează afirmaţia pe baza asociaţiei de microfaună care conţine taxonii *Globigerina eocaenica, G. inflata, G. pseudoeocaena.* Gresiei de Lucăceşti îi atribuie vârsta Eocen superior, în mod convenţional.

V. Agheorghiesei et al. (1967) trasează limita între Eocenul mediu şi superior în cuprinsul Membrului cu argile cenuşii şi verzi.

Dicea (1968, 1974) separă la sud de valea Moldovei "orizontul argilelor roşii" dispus peste orizontul gresiilor glauconitice şi care suportă argile verzi cenuşii din "Stratele de Plopu". Autorul prezintă o microfaună în care predomină taxonul *Cyclammina amplectens* (Grzyb), alături de care apar frecvent genurile *Trochamminoides, Haplophraglmoides* şi *Reophax.* Autorul menţionează că erupţia de *Cyclammina amplecteus* (Grzyb) se găseşte la nivelul argilelor roşii şi verzi din baza "Stratelor de Plopu" şi le atribuie acestora vârsta Luteţian superior.

Studiile de microfaună au fost completate cu cele de nannoplancton calcaros de către o serie de autori, dintre care amintim pe Martini şi Lebenson (1971), Lebenson (1973), Dicea şi Dicea (1976, 1980), Florea (1982), Ionesi şi Florea (1982) şi Micu şi Gheţa (1986),.

Martini şi Lebenson (1971) şi Lebenson (1973) prezintă din valea Tarcăului o asociaţie din partea superioară a "Stratelor de Podu Secu" (şi Formaţiunea de Plopu) ce cuprinde următorii taxoni: *Isthmolithus recurvus, Reticulofenestra umbilica, Lanternithus minutus, Ciclococcolithus formosus, Zygrablithus bijugatus, Dictyococcites dictyodus şi Discoaster barbadiensis.* Asociaţia este atribuită biozonei NP_{20} şi considerată de vârstă Eocen terminal.

Dicea şi Dicea (1976, 1980) analizează nannoplanctonul din formaţiunile prezentate, determinând asociaţii caracteristice pentru biozonele NP_{19} şi NP_{21}. Astfel:

- formaţiunile de Plopu şi Bisericani sunt de vârstă Eocen superior, pe baza taxonilor *Isthmolithus recurvus* şi *Sphenolithus pseudoradians*;
- gresiei de Lucăceşti i se atribuie vârsta Oligocen, pe baza taxonului *Ericsonia subdisticha.*

Florea (1982) analizează conţinutul în nannoplancton calcaros de la partea superioară a Formaţiunii de Plopu, din bazinul râului Moldoviţa şi determină următorii taxoni: *Discoaster saipanensis, Rhabdosphaera cf. tenuis, Rhabdolithus creber, Isthmolithus claviformiv, Coccolithus copelagicus şi Coccolithus crassus.* Pe baza acestora, depozitele menţionate sunt atribuite biozonei NP_{19}, de vârstă Priabonian.

Ionesi şi Florea (1982) determină nannoplanctonul calcaros din Formaţiunea de Plopu de pe pârâul Plopu, afluent al râului Trotuş şi pun în evidenţă la partea superioară a Formaţiunii de Plopu o asociaţie cu nouă taxoni, dintre care se menţionează: *Discoaster saipanensis, Discoaster aff. lodoensis, Rhabdosphaera tenuis.* Se remarcă prezenţa speciei *Discoaster saipanensis* care (împreună cu *Discoaster barbadiensis*) nu depăşeşte Priabonianul

inferior. Cavelier (1979) consideră că dispariția lui *Discoaster barbadiensis* este sincronă cu cea a lui *Discoaster saipanensis* și aceasta are loc în Priabonian, mai devreme în domeniul nordic decât în cel mezogean. Din aceste motive autorii consideră că asociația determinată poate fi încadrată în Biozona NP_{19}, eventual în baza zonei NP_{20}.

Micu și Gheța (1986), pe baza unor determinări efectuate asupra nannoplanctonului calcaros de la partea superioară a Formațiunilor de Plopu și de Bisericani, prezintă o asociație asemănătoare cu cele menționate anterior, însă pe baza căreia, atribuie depozitele investigate Biozonei NP_{21}.

Ionescu și Alexandrescu (1983) efectuează investigații de detaliu asupra "Formațiunii de Plopu" din bazinul Trotușului, care au condus la îmbogățirea datelor privind prezența dinoflagelatelor, sporilor și polenului în aceste depozite. Microflora determinată este destul de bogată și variată din punct de vedere taxonomic: gimnospermele sunt abundente în toată secvența, angiospermele de tip *Postnormapolles* apar cu frecvență moderată în partea bazală a formațiunii, însă se continuă prin câteva genuri până în partea superioară. În asociația palinologică predomină microflora continentală, fiind puse în evidență doar variații climatice mici. Vârsta atribuită formațiunii pe baza taxonilor determinați este Bartonian - Priabonian.

Noi am recoltat 2 probe de nannoplancton calcaros (18np și 40np) din partea mediană a membrului argilelor cenușii și verzi, din secțiunea deschisă în Valea Sucevei. S-a pus în evidență o asociație compusă din următorii taxoni:

Discoaster saipanensis Bramlette et Riedel
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok
Isthmolithus recurvus Deflandre
Rhabdosphaera tenuis Deflandre
Cyclicargolithus floridanus Martini
Reticulofenestra umbilica (Levi) Martini et Ritzkovschi
Zygrablithus bijugatus Deflandre
Sphenolithus moriformis Deflandre
Discolitina plana (Levin)
Helicosphaera seminulum lophota Bramlette et Sullivan
Coccolithus crassus Bramlette et Sullivan.

Așa cum s-a arătat și la formațiunea de Bisericani, asociația prezentată se încadrează în biozona NP_{19}, vârsta depozitelor fiind Priabonian. Atribuirea vârstei Priabonian s-a făcut pe baza taxonilor *Isthmolithus recurvus* a cărui primă ocurență marchează baza biozonei NP_{19}, ce îi poartă și numele, alături *Cyclicarglolithus floridanus, Zygrablithus bijugatus, Reticulofenestra umbilica, Rhabdosphaera tenuis, Lanternithus minutus și Sphenolithus predistentus* care sunt specii comune asociației de nannoplancton calcaros din biozona NP_{19}.

Formațiunea de Lupoaia

În Solzul Șandru - Măgura Vacii, la partea superioară a Formațiunii de Scorbura – Tazlău se dezvoltă un „episod arenitic", reprezentat de gresii de tip Lucăcești (fig. nr. 69, 70).

Dezvoltarea acestui facies nu se rezumă la Valea Sucevei, deoarece la sud de zona noastră, în bazinul Moldoviței, Ionesi (1971, 1975) descrie la vest de falia Merța – Bobeica, pe aria Litofaciesului de Tazlău, Formațiunea de Lupoaia. În baza „stratelor de Lupoaia", se dezvoltă mult mai constant decât în părțile estice, „un orizont distinct" constituit din gresia de Lucăcești, cu o grosime de 10-30 m. Spre vest, la nivelul acestui *„orizont distinct al gresiei de Lucăcești" se produc schimbări faciale, care determină apariția de gresii calcaroase micacee, gresii curbicorticale și argile verzi, în care persistă gresiile silicioase, glauconitice, slab calcaroase, cu rare paiete de mică, separate de autor drept „stratele de Lupoaia"*. Acest context litologic arată că suntem în prezența unei arii de întrepătrundere a acțiunii factorilor care controlau sedimentarea în bazinul vestic al Tarcăului și cel estic al Doamnei.

Grasu et al. (1988) cercetând petrografia Formațiunii de Lupoaia remarcau că aspectul litologic semnalat de Ionesi (1975) nu este local și că are o extindere regională.

Noi considerăm că între liniile Falcău – Ștef, în est și Brodina, în vest, în bazinul Sucevei ne aflăm în prelungirea ariei de întrepătrundere ale litofaciesurilor estic cu cel vestic, separat și de Ionesi (1971) la sud, în bazinul Moldovei, între faliile Merța – Bobeica, în est și Dobra – Lupoaia, în vest.

În teren, am cartat peste depozitele Formațiunii de Plopu un nivel de bancuri de gresii de tip Lucăcești, similar cu cel separat de Ionesi (1971) în sud, pe care le-am atașat Formațiunii de Lupoaia (fig. nr. 70).

Litostratigrafia

În sectorul nostru formațiunea este deschisă în Valea Sucevei și în partea vestică a culmii Cârmaci. În Valea Sucevei aflorează numai partea inferioară a acesteia pe o lungime de 40 m, unde se dispune peste depozitele silto-lutitice ale Formațiunii de Plopu. Partea superioară a depozitelor este acoperită de aluviunile și deluviile cuaternare. Grosimea stratigrafică apreciată a formațiunii este de 35-40 m.

În acest punct aflorează gresii cuarțoase cu aspect kliwiform, albicioase sau gălbui, în anumite secvențe maronii, care trec în varietăți slab calcaroase. Sunt masive, dispuse în bancuri de 1-2 m sau strate 40-80 cm. În deschidere nu sunt prezente intercalațiile silto-lutitice.

Grasu et al. (1988) studiază chimico-mineralogic, în zona de stratotip, depozitele Formațiunii de Lupoaia, pe o grosime de 38 m, punând în evidență, în ciuda aparentei monotonii litologice din teren, o mare varietate petrografică: cuarțarenite glauconitice, arenite subfeldspatice, graywache convolute, gresii calcaroase, biosparite grezoase cu treceri spre biosparite cuarțsiltitice și argile. Rocile corespunzătoare gresiilor de Lucăcești sunt încadrate în categoria cuarțarenitelor glauconitice și gresiilor calcaroase.

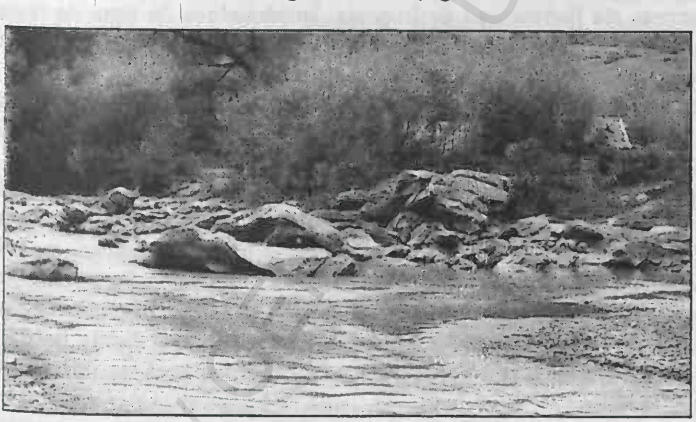


Fig. nr. 70
Gresia de Lucăcești dispusă peste silto-lutitele Formațiunii de Plopu, în Valea Sucevei (sectorul Frasin)

Biostratigrafia

Din punct de vedere biostratigrafic, formațiunea este caracterizată de asociații tipice bazinului estic și celui vestic. Având în vedere că această formațiune reprezintă un facies de tranziție, discuția vârstei s-a făcut luând în considerare, pe lângă conținutul biostratigrafic propriu formațiunii de Lupoaia și asociațiile din Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnele cu globigerine și Formațiunea de Ardeluța.

Băncilă (1955, 1958) semnalează în „orizontul bazal al gresiei de Fusaru" (= Formațiunea de Ardeluța; Ionesi, 1957, 1971) microconglomerate bine cimentate cu numuliți mici, ce nu trec de 3-4 mm în diametru.

Ionesi (1957, 1971) pune în evidență în Formațiunea de Ardeluța din bazinul Moldoviței și al Tarcăului o faună de foraminifere mari cu: *Nummulites variolarius, N. striatus, N. fabianii, N. chavannesi, N. globulus* și *Assilina exponens*. Aceasta este caracteristică pentru Eocenul superior (Priabonian).

Ionesi (1961, 1971, 1975) descrie din Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine și din formațiunile vestice sincrone, faune care indică vârsta Eocen superior. Astfel, din marnele cu globigerine este pusă în evidență o asociație cu *Globigerina praebulloides* Blow, *G. officinalis* Subb, *G. eocaena* Gümbel, *Globigerinoides conglobatus* Brady. În partea vestică, din Formațiunea de Lupoaia s-a separat o microfaună cu *Globigerina corpulenta* și *G. officinalis*. Din nivelul gresiei de Lucăcești s-au identificat speciile *Nummulites fabiani* Prever și *N. chavannesi* de la Harpe. Faunele argumentează vârsta Priabonian superior pentru Formațiunea de Lupoaia și formațiunile estice și vestice sincrone.

Dicea (1974) atașează marnele cu globigerine la partea superioară a Formațiunii de Plopu și le conferă vârsta Eocen superior, limita superioară a Eocenului fiind trasată deasupra acestui nivel reper. Orizontul gresiei de Lucăcești este considerat de către autor, pe baza superpoziției și a unor paralelizări, ca reprezentând primul termen din baza Oligocenului inferior.

Ionesi (1999) într-o lucrare de sinteză asupra semnificației biostratigrafice a faunei numulitice paleogene, separă din Formațiunea de Ardeluța și Formațiunea gresiei de Lucăcești, nivelul cu *Nummulites fabianii*. Acesta a fost identificat în două aflorimente, pe pârâul Merișor din bazinul Tarcăului și pe pârâul Petac din bazinul Moldovei (perimetrul localității Demăcușa), din Formațiunea de Ardeluța și pâraiele Stârmina, Rău și Morii, din gresia de Lucăcești. Taxonii identificați cuprind pe lângă *Nummulites fabianii* și *N. chavannesi, N. striatus, N. variolarius, N. globulus, Assilina exponens, Discocyclina* sp. div., *Asterocyclina* sp.

Nivelul cu *Nummulites fabianii* atestă vârsta Priabonian pentru Formațiunea de Ardeluța și depozitele sincrone ale Formațiunii de Lupoaia, încadrându-se în tipul de faună pure. În plus, vârsta acestor depozite este confirmată și de nannoplanctonul calcaros identificat în marnele cu globigerine (Ionesi și Mészáros, 1989; Oszczypko, 1996).

Un plus de informații biostratigrafice a fost adus odată cu cercetările privind nannoplanctonul calcaros efectuate de Martini și Lebenson (1971), Micu și Gheța (1986), Ionesi și Mészáros (1989), Ionesi, Mészáros și Florea (1989) și Florea (1999).

Martini și Lebenson (1971) ia în discuție asociația de nannoplancton calcaros din "*orizontul bazal al gresiei de Fusaru*" (Băncilă, 1955, 1958; = Formațiunea de Ardeluța, Ionesi 1957), din bazinul superior al văii Tarcăului, prezentând o listă cu următorii taxoni: *Isthmolithus recurvus, Reticulofenestra umbilica, Lanternithus minutus, Cycloccolithus formosus, Zygrablithus bijugatus, Dictyocaccites dictyodus, Discoaster barbadiensis* și *Ericsonia subdisticha*. Autorii raportează această asociație biozonei NP_{21}, iar limita Eocen - Oligocen o trasează între biozonele NP_{20} și NP_{21} respectiv între Formațiunea de Podu Secu (Plopu) și Formațiunea de Ardeluța.

Micu și Gheța (1986), referindu-se la limita Eocen - Oligocen, prezintă o asociație asemănătoare celor menționate anterior. Însă aceștia consideră că "*taxonul Cycloccolithus formosus apare doar la partea inferioară a marnelor cu globigerine și gresii de Lucăcești, dispariția sa marcând limita între zonele NP_{21} și NP_{22}, respectiv între Eocen și Oligocen*". Trebuie însă precizat faptul că în aceeași lucrare, autorii semnalează prezența speciei pe întreg intervalul atribuit formațiunii, cu mențiunea că la partea superioară aceasta este remaniată.

Ionesi și Mészáros (1989), Ionesi et al. (1989, 1999) analizează nannoplanctonul calcaros din formațiunile de Ardeluța, Lupoaia și din gresia de Lucăcești și marnele cu globigerine și identifică taxoni caracteristici biozonelor NP_{20} și NP_{21} (*Discoaster barbadiensis, D. saipanensis, Sphenolithus pseudoradians, Cyclococcolithus formosus, Lanternithus minutus, Zygrablithus bijugatus, Cyclocargolithus floridanus, Istmolithus*

recurvus, *Coccolithus crassus*, *Rhabdolithus creber* Deflandre). Aceste biozone sunt caracteristice pentru Eocenul superior.

LIMITA EOCEN - OLIGOCEN

Problema trasării limitei Eocen - Oligocen a constituit o problemă dificilă, mai ales datorită faptului că după depunerea gresiei de Lucăcești s-a instalat în bazinul de sedimentare, odată cu acumularea menilitelor inferioare, un mediul euxinic nefavorabil dezvoltării faunei.

Parcurgând un scurt istoric al evoluției punctelor de vedere asupra limitei în discuție, trebuie să remarcăm pentru început că autori precum Atanasiu (1943), Polonic și Polonic (1967), Martini și Lebenson (1971), Lebenson (1973), Bratu și Ghețа (1972) Dicea și Dicea (1976) și Micu și Ghețа (1986) plasează limita în baza gresiei de Lucăcești, sau la partea superioară a Formațiunii de Bisericani.

Dimpotrivă, studiile macrofaunistice, micropaleontologice și de nannoplancton efectuate de către Bratu (1975), Dicea și Dicea (1980), Ionesi și Florea (1981), Ionesi (1982, 1989, 1997, 1999), Ionesi și Mészáros (1984), Ionesi, Mészáros și Florea (1989), Moisescu, Florea și Melinte (1995), plasează această limită în cuprinsul menilitelor inferioare.

Ionesi (1982) sintetizând datele de ordin litostratigrafic și biostratigrafic din Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine și a celor sincrone, precum și din Formațiunea menilitelor inferioare, concluzionează:

- microforaminiferele din gresia de Lucăcești și marnele cu globigerine, ca și din formațiunile sincrone, constituie un reper unanim recunoscut pentru Eocen superior;
- macroforaminiferele în gresia de Lucăcești sunt rare și indică Priabonianul;
- numuliții din Formațiunea de Ardeluța sunt caracteristici pentru Eocen superior (Priabonian);
- asociațiile de nannoplancton sunt caracteristice biozonelor NP_{21}-NP_{22}, iar potrivit punctelor de vedere emise de către Dicea și Dicea (1980), Ionesi și Florea (1981), Ionesi (1982, 1989, 1997, 1999), Ionesi și Mészáros (1984), Ionesi, Mészáros și Florea (1989), Moisescu, Florea și Melinte (1995), limita Eocen - Oligocen se trasează între aceste biozone.

Florea (1999) admite că macrofauna de moluște evidențiată în gresia de Lucăcești pledează pentru vârsta Eocen superior (la fel ca și fauna cu *Glycimeris* descoperită la nivelul Membrului marnelor de Lingurești și gresiei de Ferestrău) și că din Membrul marnelor bituminoase este cunoscută o asociație de moluște descoperită la Piatra Neamț, care oferă indicatori biostratigrafici pentru vârsta Oligocen. Ca atare plasează limita Eocen - Oligocen între cele două faune respectiv în cuprinsul menilitelor inferioare. De altfel în același membru, pe pârâul Sucevița, a fost descoperit taxonul *Lepidopus glarissianus* care ar fi caracteristic pentru Rupelian.

Această din urmă ipoteză este în acord cu opinia exprimată de către Cavelier (1979), care ia în discuție, la nivel regional, faunele de nannoplancton coroborate cu alte informații biostratigrafice și pe baza cărora trasează limita Eocen - Oligocen între biozonele NP_{21} și NP_{22}. În dezacord cu acest punct de vedere, într-o sinteză privind asociațiile cenozoice de nannoplancton calcaros elaborată de către Perch-Nielsen (1993), limita Eocen - Oligocen este trasată între biozonele NP_{20} și NP_{21}.

În ce privește flișul extern al Carpaților Orientali și în varianta Perch-Nielsen (1993) limita Eocen - Oligocen va fi trasată tot în cuprinsul menilitelor inferioare, gresia de Ferestrău fiind încadrată în Biozona NP_{20}. În concluzie inventarul paleontologic prezentat demonstrează că limita Eocen - Oligocen, în regiunea nordică Suceava - Moldova se plasează în cadrul Formațiunii menilitelor inferioare.

OLIGOCEN

În acest interval stratigrafic în regiunea Suceava – Putna – Brodina succesiunea litologică din aria Unității de Tarcău, debutează cu Formațiunea menilitelor inferioare, peste

care urmează în ordine cronostratigrafică Formațiunea marnelor bituminoase, Formațiunea disodilelor inferioare și la partea superioară Formațiunea gresiei de Kliwa.

Din punct de vedere al evoluției bazinului de sedimentare, sunt de semnalat cel puțin două aspecte: primul se referă la mediul geochimic, care după depunerea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine se schimbă radical, devenind anoxic. Ca urmare se formează bitumolite și depozitele preponderent cuarțoase și silicioase care imprimă nota particulară acestor formațiuni; al doilea se referă la faptul că neuniformitatea morfologică din bazin se estompează, condițiile de sedimentare se uniformizează în raport cu Eocenul și variațiile litologice pe orizontală sunt mult atenuate în aria de depunere a formațiunilor oligocene.

Chiar și în aceste condiții depozitele oligocene din zonă îmbracă două litofaciesuri: din fruntea Unității de Tarcău și până la linia tectonică Falcău - Ștef, formațiunile se dezvoltă în Litofaciesul de Kliwa, iar la vest de această linie în Litofaciesul de Moldovița (anexele nr. 8, 9). Așa cum se remarcă cu ușurință nu se constată o suprapunere a litofaciesurilor oligocene peste cele eocene, aspect care subliniază încă o dată diferențele de evoluție a teritoriului în cele două intervale stratigrafice, Eocen și Oligocen (anexa nr. 9).

Joja (1954) referindu-se la Oligocenul din cursul inferior al Putnei și de pe Putnișoara, arăta că „*.... începe în Pînza de Putna cu un pachet subțire de câțiva metri de disodile, continuă cu un orizont gros de cca 30 m de marne brune-bituminoase, cărora, în special în bază, li se asociază menilite, apoi cu un orizont de disodile gros de 200-250 m spre E și mai subțire spre W, pentru a se termina cu orizontul Gresiei de Kliwa a cărui grosime ajunge 150-200 m*". De remarcat că, în linii esențiale, descrierea pachetului de roci oligocene din Pânza de Tarcău (= Pânza de Putna) de către Joja rămâne valabilă și astăzi.

LITOFACIESUL DE KLIWA

Depozitele acestui litofacies aflorează, așa cum s-a mai arătat, din fruntea Unității de Tarcău până la linia tectonică Falcău - Ștef. Intră în alcătuirea coloanelor litologice a Solzului Bâtca – Glodu și a Lamei de rabotaj Măgura. În Lama de rabotaj Măgura formațiunile oligocene sunt trunchiate, gresiile de Kliwa fiind aduse tectonic în fruntea Solzului Bâtca – Glodu.

Formațiunile oligocene ale acestui litofacies au fost cartate pe pr. Răstoaca Mare, în Culmea Cârmaci, în Valea Sucevei, pe pâraiele Cilotei și Măgura, pe afluenții de dreapta ai pr. Glodu și în Valea Putnei.

Deschiderile complete în succesiunea oligocenă, în care se pot urmări și raporturile cu formațiunile din pat și acoperiș, sunt cele de pe pr. Răstoaca Mare și Valea Putnei din Solzul Bâtca – Glodu.

Formațiunea menilitelor inferioare

Cel care separă pentru prima dată între gresia de Lucăcești și marnele bituminoase „menilitele inferioare" este Atanasiu (1943).

Formațiunea a fost urmărită de noi pe pr. Răstoaca Mare, Valea Sucevei, pr Ciolotei, pr. Glodu și Valea Putnei. De asemenea a fost interceptată cu o serie de lucrări miniere și de foraj subterane executate în zonă de către S.C. „Geomold" S. A. din Câmpulung Moldovenesc (fostul I.P.E.G. „Suceava").

Litostratigrafia

Cercetări litostratigrafice asupra „menilitelor inferioare" au fost făcute încă de Atanasiu (1943), care remarca existența a două nivele în cuprinsul „menilitelor inferioare": unul inferior alcătuit predominant dintr-o alternanță de gresii și disodile, urmat la partea superioară de un nivel compact de menilite. Ulterior, Stoica (1944), Dumitrescu (1952), Ionesi (1971), Micu (1979, 1981) și Grasu (1988) studiază și separă în cuprinsul „menilitelor inferioare" cei doi termeni sub diferite denumiri.

Stoica (1944) separă în bazinul Sibiciului o alternanță de gresii micacee, curbicorticale, argile și marne vinete-cenușii și verzi, cu o grosime de cca. 20 m, pe care le denumește marne de Lingureşti.

Gresia de Ferăstrău este descrisă de Dumitrescu (1952), ca fiind un pachet de gresii cuarțoase, asemănătoare cu cele de Lucăceşti și gresii glauconitice curbicorticale, intercalate în lutitele și siltitele din partea inferioară a membrului.

Joja (1954), fără a face precizări exacte, sugera că în partea inferioară a coloanei oligocene sunt prezenți doi termeni litologici: unul inferior, alcătuit din disodile și marne bituminoase (= *Membrul marnelor de Lingureşti și al gresiei de Ferăstrău*) și unul superior reprezentat de un pachet de menilite compacte (= *Membrul menilitelor compacte*). În acest context separarea în zona Suceava - Putna pentru prima dată a Formațiunii menilitelor inferioare cu cei doi termeni, însă fără a o denumi în acest fel, o putem atribui fără teamă lui Joja.

Ionesi (1971) descrie în bazinul Humorului un nivel de menilite compacte de 3-10 m, iar între menilitele compacte și gresia de Lucăceşti, argile marnoase cafenii, șistoase, relativ moi și argile disodilice în care se găsesc intercalații de gresii silicioase, slab calcaroase, în strate de până la 1 m grosime. Aceste două nivele sunt echivalente în Carpații externi din Polonia cu „șisturile menilitice infrasilexuri", cele din bază și cu „silexuri menilitice", cele din partea superioară.

Fig. nr. 71
Formațiunea menilitelor inferioare în Litofaciesul de Kliwa

Sus – *contactul menilitelor compacte cu gresia de Ferăstrău, în Valea Putnei*

Jos – *contactul menilitelor compacte cu marnele de Lingureşti, pe pr. Răstoaca*

Micu (1979, 1981) prezintă în bazinul Suceviței, între „orizontul marnelor cu globigerine" și „menilitele inferioare", un pachet de roci echivalent cu Membrul marnelor de Lingureşti și al gresiei de Ferăstrău, denumit de acesta „orizontul de șisturi ardeziforme și gresii de Ferăstrău". Deși aceeași denumire este folosită și de Dumitrescu (1952), folosirea termenului de șisturi ardeziforme nu este recomandat datorită confuziilor pe care le poate crea,

sugerând procese şi tipuri petrografice metamorfice. Acesta le echivalează cu „orizontul de Mrajniţki" din Carpaţii ucraineni (în sensul folosit de Gluşko et al., 1971).

Grasu et al.(1988) analizează petrografic şi chimic principalele tipuri litologice din Membrul inferior de Lingureşti, gresia de Tărcuţa (sens Ionesi şi Grasu, 1987) şi membrul superior al menilitelor compacte, descriind principalele tipuri petrografice, chimismul depozitelor şi domeniile de utilizare conform STAS-urilor în vigoare.

În profilele cartate de noi pe pr. Răstoaca şi Valea Putnei am putut separa cei doi membrii ai Formaţiunii menilitelor inferioare: *Membrul marnelor de Lingureşti şi al gresiei de Ferăstrău* şi *Membrul menilitelor compacte* (fig. nr. 71, 72).

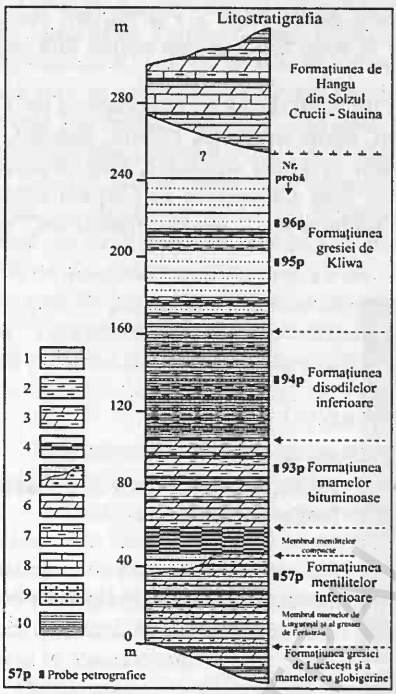


Fig. nr. 72
Coloana litologică a formaţiunilor oligocene din Litofaciesul de Kliwa, Solzul Bâtca – Glodu

1 – gresii
2 – disodile
3 – marne bituminoase
4 – menilite
5 – gresii de Ferăstrău şi marne de Lingureşti
6 – marne
7 – calcare argiloase
8 – calcare
9 – microconglomerate
10 – siltolutite: marne şi argile

Membrul marnelor de Lingureşti şi al gresiei de Ferăstrău prezintă variaţii litologice importante atât pe grosime cât şi pe direcţie. Grosimea membrului variază de la 20 m în sud, în Valea Putnei, la 40 m, în nord, pe pr Răstoaca Mare.

Pe pr. Răstoaca Mare sub menilitele compacte se dispun marne cafenii, calcare argiloase cenuşii, maronii-cărămizii la suprafaţă, cu aspect de calcare sideritice şi argile cenuşii-negricioase, care reprezintă cca. 60-70% din grosimea coloanei. În acestea se intercalează strate subţiri (5-15 cm) de gresii kliwiforme, gresii calcaroase, cenuşii-negricioase sau negricioase şi menilite. La microscop, în marnele cafenii se observă o masă izotropă alcătuită din calcită şi minerale argiloase în care este diseminat cuarţul alogen, siltic (fig. nr. 73).

Pe r. Putna, sub menilitele compacte, se dezvoltă un nivel de gresii cuarţoase de Ferăstrău, cu grosimi de 20-30 m. Gresiile au aspect kliwiform, putând fi confundate cu uşurinţă cu gresiile de Lucăceşti sau de Kliwa. Sunt masive, dure, fiind dispuse în bancuri de până la 3-6 m grosime şi strate de 60-80 cm. Mineralogic gresiile sunt oligomictice, cu ciment silicios, înlocuit uneori de ciment calcitic. Partea inferioară a membrului nu este vizibilă în Valea Putnei.

Membrul menilitelor compacte este deschis între marnele de Lingureşti şi gresia de Ferăstrău în pat şi Formaţiunea marnelor bituminoase în acoperiş. Aflorează pe pr. Răstoaca, versantul drept al Sucevei, pr. Ciolotei şi Valea Putnei, cu o grosime de 10-20 m. Litologic este alcătuit dintr-o alternanţă strânsă de strate (5-15 cm grosime) de menilite, fără intercalaţii silto-lutitice de disodile sau marne brune bituminoase. Acestea sunt roci dure, casante, de culoare neagră, brună, cafenie sau rubanate (fig. nr. 71).

Grasu et al. (1988) arată că sub microscop materia organică conferă o culoare gălbuie sau brună. Sunt constituite dintr-o masă de silice amorfă, care trece în unele câmpuri în calcedonie şi cuarţ microcristalin. Fragmentele epiclastice sunt reprezentate de cuarţ subangular, până la 5%. De asemeni este prezent sporadic glauconitul. Referitor la petrogeneza menilitelor, autorii consideră că aportul de biomasă fitoplanctonică marină (diatomee) a prevalat asupra materialului extrabazinal în două „momente" la nivelul Oligocenului, facilitând acumularea unor silicolite organogene, transformate apoi diagenetic.

Se admite în prezent că menilitele sunt roci silicioase de origine chimică, provenite din silicolite organogene (Filipescu, 1936; Joja, 1952; Papiu, 1960).

Biostratigrafia

Odată cu trecerea la un mediu geochimic euxinic după depunerea Formaţiunii gresiei de Lucăceşti şi a marnelor cu globigerine, în bazinul de sedimentare s-au instalat condiţii restrictive pentru dezvoltarea faunei şi în consecinţă asistăm la un conţinut biostratigrafic mult mai sărac al depozitelor. Inventarul paleontologic al formaţiunii este reprezentat o serie de faune de moluşte (Ionesi şi Ionesi, 1966; Ionesi, 1971, 1989, 1997; Ionesi şi Florea, 1983; Moisescu, Florea şi Melinte, 1995), foraminifere (Stoica, 1944; Dumitrescu, 1952; Ionesi, 1982) şi nannoplancton calcaros (Dicea şi Dicea, 1976; Dicea şi Dicea, 1980; Ionesi şi Florea, 1981; Micu şi Gheţa, 1986; Moisescu, Florea şi Melinte, 1995; Florea, 1999 şi Bogatu, 1999).

O primă preocupare a autorilor menţionaţi, a fost determinarea asociaţiilor faunistice din Membrul marnelor de Lingureşti şi al gresiei de Ferăstrău în scopul clarificării aspectelor legate de vârsta formaţiunii şi implicit rezolvarea problemei limitei Eocen - Oligocen.

Ionesi şi Ionesi (1966) determină pe pârâul Larga o faună cu moluşte cuprinzând peste 30 de taxoni, dintre care 14 sunt cantonaţi în Eocen şi Eocenul mediu şi superior (*Anomia tenuistriata, Corbula gallica, Meretrix hungarica, Pitar laevigata)* iar câţiva sunt menţionaţi exclusiv în Eocenul superior (*Corbula pixidicula, Cyrena crassa şi Nuculana lezginica*. Autorii interpretează la aceea vreme că fauna provine din gresia de Lucăceşti. Ulterior, Ionesi (1989, 1997) reia cartarea nivelului în care a identificat fauna de mai sus şi-l poziţionează corect, în gresiile de Ferăstrău. Ca semnificaţie biostratigrafică, autorul face precizarea că fauna în ansamblul său este caracteristică pentru Eocenul superior.

Ionesi şi Florea (1983) pun în evidenţă din marnele de Lingureşti (în bazinul Sucevitei, pe pr. Rusca) o faună de moluşte în care predomină bivalvele cu *Glycimeris, Ostrea, Cardium, Chamys şi Cerithium*. Genul *Glycimeris* alături de asociaţiile de nannoplancton calcaros atestă vârsta Eocen superior. Studiul acestei faune este reluat de Moisescu et al. (1995) care pun în evidenţă o asociaţie cu: *Glycimeris ionesii* n. sp. Moisescu, *Crasostrea* ex. gr. *cyathula* (Lam), *Cardium* sp., *Corbula* sp., *Chlamis (Aequipecten)* ex. gr. *biaritzensis bellicostatus* (Wood), *Pirenella* sp., *Stosichia* sp. Comentând semnificaţiile biostratigrafice şi paleoecologice ale faunei determinate, autori arată că este o faună marină oligotipică, eurihalină, care constituie paleobiotopul cu *Glycimeris*. În ce priveşte specia de *Glycimeris* descoperită, aceasta are afinităţi cu *G. latiradiatus obovatus*, Baldi 1962 (din Egerian) şi poate fi încadrată în grupa *Glycimeris latiradiatus* s.l. În acest caz ar fi vorba despre o specie priaboniană a acestei grupe, care se află la originea lui *Glycimeris latiradiatus* s.s. Autori concluzionează că grupa speciei *Glycimeris latiradiatus* îşi face debutul în Priabonian, prin specia *Glycimeris ionesii* sp. şi îşi continuă evoluţia în Egerian prin subspecia *Glycimeris latiradiatus abovatus*. Depozitele echivalente celor cu *Glycimeris* din depresiunea Transilvaniei sunt "Marnele cu briozoare" în

care a fost pusă în evidență Biozona NP_{21} (Martini and Moisescu 1974). Referitor la contextul sedimentologic, Ionesi și Florea (1983) conchid că fauna este neritico-litorală și a ajuns în aria de sedimentare profundă a pelitelor bituminoase printr-un fenomen de alunecare submarină de pe precontinent sau dintr-o zona neritică insulară.

O faună cu foraminifere a fost menționată de Stoica (1944) în "stratele de Lingurești" (specii de *Globigerina buloides* și *Globigerina triloba*) și de Dumitrescu (1952) în gresia de Ferestrău (globigerine și textularii). Ionesi (1982) are rezerve față de corectitudinea determinării acestor specii de foraminifere.

Asociațiile de nannoplancton calcaros puse în evidență începând din 1976, au completat inventarul paleontologic al formațiunii.

Dicea și Dicea (1976) menționează pe pârâul Larga (bazinul Humorului) o asociație asemănătoare în linii generale cu cea identificată din Formațiunea de Ardeluța, din care lipsește *Discoaster barbadiensis*. Este considerată caracteristică pentru biozona NP_{21}.

Dicea și Dicea (1980) discutând limita Eocen - Oligocen, citează din "stratele de Lingurești" o faună cu *Isthmolithus recurvus, Reticulofenestra umbilica, Zygrablithus bijugatus, Dictioccocites dictyodus, Ericsonia subdisticha*. În accepțiunea autorului, asociația prezentată diferă de cea identificată în "Gresia de Lucăcești" doar prin diminuarea frecvenței taxonului *Isthmolithus recurvus* și abundența taxonului *Ericsonia subdisticha*, fiind atribuită biozonei NP_{21}. Limita Eocen - Oligocen este trasată în aceste condiții între gresiile cuarțoase și "Stratele de Lingurești". Poziția limitei rămâne echivocă deoarece autorul nu precizează la care tip de gresii cuarțoase se încadrează rocile: de Lucăcești sau Ferăstrău.

Moisescu et al. (1995) studiază nannoplanctonul calcaros din marnele nisipoase cu *Glycimeris* (pârâul Rusca) și pune în evidență taxonii *Lanternithus minutus, Dictyococcites bisectus, Ericsonia subdisticha, Transversopontis pulcher, Chiasmolithus oamarnensis, Reticulofenestra umbilica, Helicosphaera salebrosa, Sphenolithus moriformis, Cyclococcolithus formosus*, pe care o încadrează în biozona NP_{21}.

Florea (1999) determină nannoplanctonul calcaros din depozitele de Lingurești de pe pârâului Rusca (bazinul Suceviței), urmărind și corelarea cu nivelul cu *Glycimeris*. Asociația identificată, destul de bogată, cuprinde următorii taxoni: *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth and Hay) Bukry, *Chiasmolithus oamaruensis* Deflandre (Hay, Mohler and Wade), *Reticulofenestra placomorfa* Kamptner, *Reticulofenestra umbilica* Levin (Martini and Ritzkowski), *Zygrablithus bijugatus* Deflandre, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Lanternithus minutus* Stradner, *Sphenolithus moriformis* Bramlette and Wilkoxin, *Dictyococcites bisectus* Roth și *Rhabdosphaera tenuis* Deflandre. Comentând semnificațiile biostratigrafice și paleoecologice autorul remarcă că "*... prezența cu un număr relativ mic de indivizi a taxonului Isthmolithus recurvus, care este citat frecvent în asociațiile specifice Biozonei NP_{21}. Taxonul Dictyococcites bisectus se dezvoltă din biozona NP_{17} până în biozona NP_{22} fiind o specie comună în asociațiile Biozonei NP_{21}, în aceeași măsură cu Lanternithus minutus și Zygrablithus bijugatus. Menționăm de asemenea prezența taxonului Chiasmolithus oamaruensis care apare în Biozona NP_{17} și se stinge în zona NP_{22}. Considerăm ca atare, că asociația menționată este caracteristică Biozonei NP_{21} mai ales că în imediata apropiere (Melinte 1995) citează taxonul Ericsonia subdisticha care poate fi considerat la ultima sa ocurență. Întreg inventarul paleontologic prezentat pledează pentru vârsta Eocen superior, Priabonian superior sau terminal. Mediul euxinic în care s-au format în cea mai mare parte depozitele cercetate nu au favorizat dezvoltarea unor forme diversificate de viață și ca urmare inventarul paleontologic este sărac, fiind întâlnite resturi de schelete sau solzi de pești, spori, polen și asociații sărace de nannoplancton calcaros*".

Conținutul paleontologic al Membrului menilitelor compacte este mult mai sărac și în același timp, datorită caracteristicilor petrografice particulare a preocupat un număr redus de biostratigrafi.

Micu şi Gheţa (1986) abordând poziţia limitei Eocen - Oligocen în bazinele râurilor Bistriţa, Tazlău şi Trotuş consideră pe baza asociaţiei de nannoplancton că menilitele inferioare aparţin biozonei NP_{23}, de vârstă oligocenă (Rupelian s.l.). Din zona Putna - Sucevita, sunt recoltate probe din intercalaţiile de argile disodilice de pe pâraiele Putna, Putnişoara şi Rusca. Din acestea au determinat taxoni precum *Coccolithus pelagicus* (Walich) Schiller, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan, *Lanternithus minutus* Stradner, *Micrantolithus vesper* Deflandre, *Rhabdosphaera tenuis* Deflandre, *Dyctiococcites bisectus* Roth şi *Cyclicargolithus floridanus* Mohler. Pe baza extincţiei taxonului *Dyctiococcites bisectus* şi apariţiei taxonului *Cyclicargolithus floridanus*, alături de taxonii *Lanternithus minutus* şi *Rhabdosphaera tenuis*, asociaţia este atribuită biozonei NP_{22}, specifică Oligocenului inferior.

Formaţiunea marnelor bituminoase

Formaţiunea marnelor bituminoase este cuprinsă între Formaţiunea menilitelor inferioare şi Formaţiunea disodilelor inferioare. Raporturile cu formaţiunile subiacente şi suprajacente sunt de continuitate. Ca şi în cazul menilitelor inferioare reprezintă un important reper cartografic pentru Oligocen, fiind separate atât pa aria Unităţii de Tarcău cât şi a celei de Vrancea.

Primul care separă şi stabileşte corect poziţia în coloana oligocenă a marnelor bituminoase este Atanasiu (1943), iar în sectorul Suceava - Putna acest merit îi revine, aşa cum am arătat şi mai sus, lui Joja (1954).

Litostratigrafia

Date mai complete privind litologia şi caracteristicile petro-chimice al marnelor bituminoase ne sunt furnizate de Băncilă (1958), Ionesi (1971), Papiu et al. (1979), Grasu et al. (1988), iar pentru zona Putna - Sucevita de Micu (1979, 1981) şi Florea (1999).

În perimetrul Suceava – Putna - Brodina marnele bituminoase aflorează pe pr. Răstoaca, pr. Ciolotei, versantul drept al pr. Glodu şi Valea Putnei. Grosimea acestora variază de la 20 la 45 m.

Litologic, marnele bituminoase prezintă variaţii în ce priveşte compactitatea, compoziţia chimico-mineralogică, grosimea stratelor şi natura intercalaţiilor. Se prezintă în strate de 3-5 cm până la 10-20 cm. Sunt roci de culoare albicioasă la suprafaţă şi brune, brun-cenuşii, brun-negricioase sau rubanate în spărtură proaspătă. Frecvent sunt străbătute de diaclaze umplute cu calcit. În secţiuni subţiri se observă o masă în care se asociază intim materialul argilos cu calcita micritică, până la microsparitică şi care este puternic impregnată cu materie organică. Rar se întâlneşte cuarţ siltic, sericit, glauconit, hematit şi pirită (fig. nr. 73). Ionesi (1971) indică conţinuturi de 46% $CaCO_3$ pentru marnele bituminoase.

Intercalaţiile formează secvenţe subţiri, de 5-15 cm şi sunt reprezentate de disodile, menilite şi gresii de Kliwa tipice, mai rar negricioase, marnele participând în proporţie de peste 80% în alcătuirea coloanei litologice a formaţiunii.

Biostratigrafia

Datele biostratigrafice existente din depozitele acestui membru se reduc la câteva asociaţii de moluşte, de ichtiofaună, nannoplancton şi palinomorfe, pe care le datorăm lui Cosmovici (1968), Ciobanu (1977), Olaru (1978) şi Florea (1999)

Cosmovici (1968) identifică în regiunea Cozla - Piatra Neamţ, Văleni şi Gîrcina o asociaţie de moluşte cu taxoni de *Leda tumida, Leda striata, Leda costulata, Nuculla capillacea, Adeorbis fischeri, Adeorbis decussatus* şi alte 12 genuri nedeterminate specific.

Ciobanu (1977) pune în evidenţă în muntele Pietricica (Piatra Neamţ) patru taxoni de moluşte şi anume: *Nuculana perovalis*, *Gari fischeri*, *Cyrena convexa* (=*Polymesoda convexa convexa)* şi *Cyrena brongniarti* (=*Polymesoda convexa brongniart*). Dintre aceştia ultimii doi

sunt considerați indicatori biostratigrafici pentru Oligocen. Din zona orașului Piatra Neamț determină un număr de 25 de taxoni de faună ichtiologică apreciind că aceasta, în ansamblul ei, este asemănătoare cu asociațiile din depozitele oligocene clasice euro-asiatice și corespunde unui paleobiotop bine individualizat, diferit de cele eocene și miocene. Speciile *Scopeloides glarisianus* și *Lepidopus glarisianus* cu o extindere stratigrafică limitată, reprezintă indicatori biostratigrafici pentru Rupelian.

Florea (1999), pe pârâul Sucevița, la aproximativ 300 m față de confluența cu pârâul Rusca, a descoperit, în marnele bituminoase, un exemplar de *Lepidopus glarisianus* de dimensiuni apreciabile (1,2 m lungime). Prezența acestui taxon, cel mai mare descoperit în România, oferă dovezi în plus pentru atribuirea vârstei Rupelian depozitelor în care este cuprins.

Olaru (1978) analizează microflora din formațiunile Oligocen inferioare atenționează asupra dispariției ultimilor reprezentanți ai grupului *Normapolles*, dezvoltarea mare a microflorei terțiare de tip cald, subtropical și frecvența ridicată a florei arctoterțiare. Aceste asociații alternau ca pondere în perioadele de încălziri și răciri succesive ale climatului.

Formațiunea disodilelor inferioare

Această formațiune se dispune în continuare peste marnele bituminoase și suportă în acoperiș Formațiunea gresiei de Kliwa. Aflorează pe pr. Răstoaca Mare, Valea Sucevei, pr. Ciolotei, bazinul pr. Glodu și Valea Putnei. În partea centrală a zonei, din versantul drept al pr. Ciolotei până în zona de izvoare a pr. Sihastru, depozitele oligocene ca și cele eocene ale Solzului Bâtca - Glodu sunt acoperite de Lama de rabotaj Măgura. Deschiderile reprezentative se găsesc pe pr. Răstoaca Mare și pr. Glodu. De asemenea informații valoroase privind contextul litostratigrafic în care se dezvoltă disodilele inferioare și parametrii chimico-mineralogici și petrografici ai acestora, au fost obținute din lucrările de cercetare executate din subteran și de la suprafață, proiectate și documentate de către geologii de la S. C. „Geomold" S. A. din Câmpulung Moldovenesc.

Litostratigrafia

Informații privind litostratigrafia acestor formațiuni au fost furnizate de către Joja (1954), Băncilă (1958), Ionesi (1971, 1986), Micu (1979, 1981) Grasu et al. (1988), Ionesi şu Grasu (1993), Florea (1999) și Bogatu (1999).

Litologic, disodilele sunt roci argiloase, rar argilo-marnoase, destul de variate ca tipuri petrografice. Disodilele tipice sunt roci bituminoase, de culoare brun-cenușie sau negricioase, cu o laminați pronunțată, iar pe suprafețele de strat prezintă eflorescențe de sulf, gips, și limonit, care se datorează alterării piritei. Pe fețele de desprindere se observă impresiuni de solzi, fragmente de schelete de pești sau schelete întregi (Florea, 1999). În masa disodilelor apar intercalații de gresii silicioase de tip Kliwa, în strate subțiri. Grosimea formațiunii variază în limite foarte largi, de la 20 la 90 m.

În partea de sud, în bazinul Suceviței, Ionesi și Florea (1984) separă peste marnele bituminoase, un al doilea nivel de menilite cu dezvoltare lenticulară, denumit "menilite subdisodilice".

Un element caracteristic formațiunilor disodilelor inferioare și gresiei de Kliwa este reprezentat de "calcarul de Jaslo". Calcarul de Jaslo a fost pus în evidența și studiat sub aspectele lito- și biostratigrafic în Carpații externi polonezi de către Uhlig (1883). Sub această denumire a fost consemnat de Săndulescu et al. (1964), referindu-se la calcarele din "stratele de Fusaru-Krosno" din zona Comandău. La sud de Putna a fost semnalat de Grasu et al. (1982) în fruntea Pânzei de Tarcău. Ionesi (1986) analizează caracterul de reper litostratigrafic pentru intervalele cuprinse între marnele bituminoase și disodilele superioare în Pânza Vrancei și marnele bituminoase și Formațiunea curbicorticală de Vinețișu, în Pânza de Tarcău.

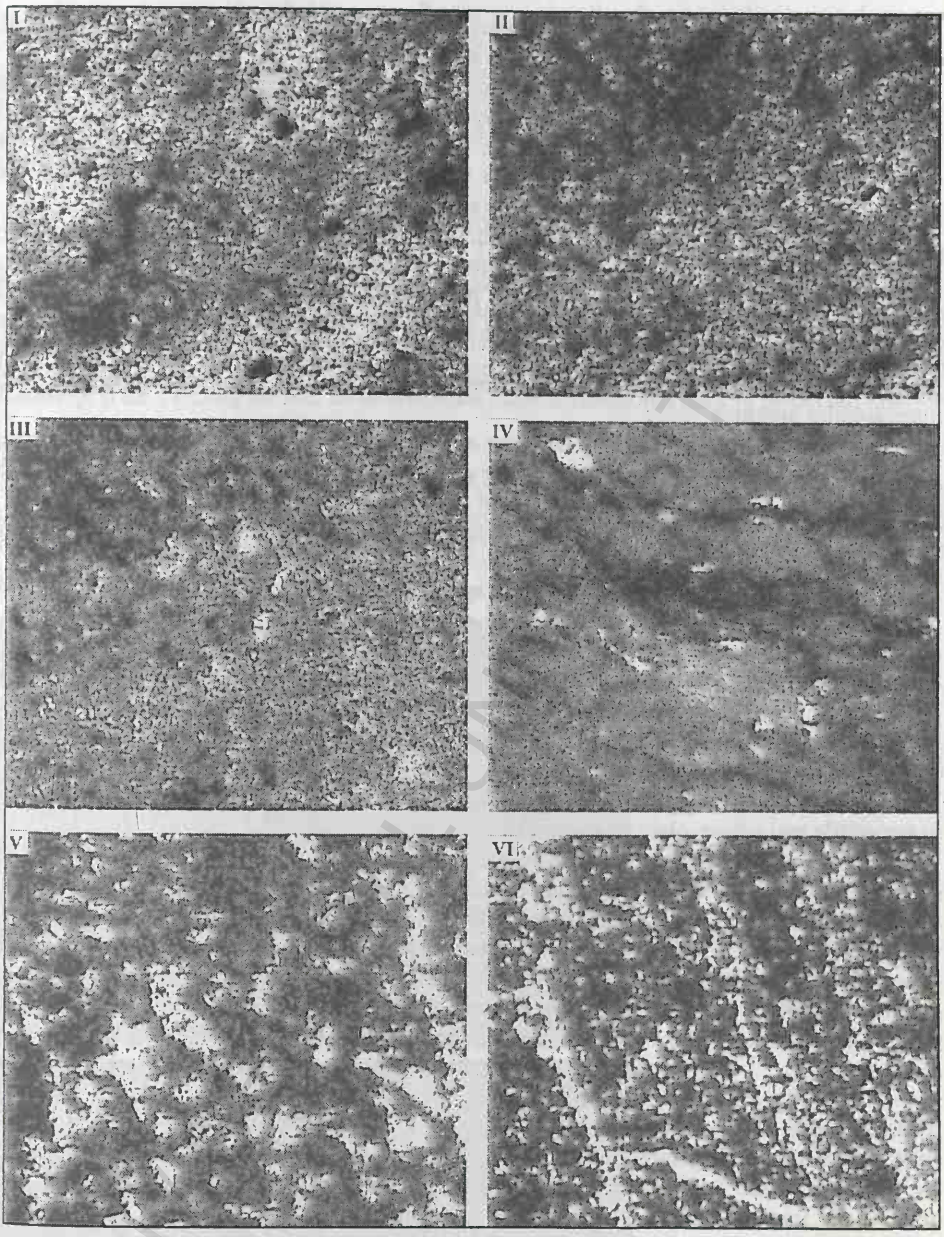


Fig. nr. 73 – Imagini la microscop din roci oligocene
(*Câmpuri: I, II – marne cafenii de Lingureşti, N+. Ob. x100; III, IV – marne bituminoase, N+, x100; V, VI – disodile siltice, N-, x200, x100*)

Litologic calcarul este foarte uniform, dispus în strate subțiri, centimetrice, nedepășind 60 cm. Prezintă o laminație paralelă pronunțată, dată de alternanța unor lamine milimetrice de culoare albă, cu cele cenușii negricioase. Acestora li se asociază calcare cenușii-albicioase, lipsite de laminație și cu silicifieri de tip "chaille".

În masa acestora se mai observă cuarțul detritic (până la 10%), paiete de muscovit și pirită. Participarea mineralelor argiloase este scăzută.

Genetic, depunerea acestor depozite este explicată prin schimbare episodică, de scurtă durată, a potențialului redox și pH-lui la interfața apă/sediment, modificând caracteristicile anoxice ale bazinului pe o grosime redusă, dar suficientă pentru depunerea și conservarea depozitelor carbonatice. Această modificare s-a produs și datorită unei dezvoltări masive a planctonului calcaros, care a putut determina schimbarea aciditații bazinului.

S-au separat două nivele litologice: unul în baza disodilelor inferioare, denumit "Membrul inferior intradisodilic" și altul în gresia de Kliwa, denumit "Membrul superior".

Membrul inferior intradisodilic apare pe întreaga arie de depunere a Pânzei de Tarcău, indiferent de litofacies, ca și pe aria centrală și vestică a Pânzei de Vrancea. Se demonstrează astfel sincronismul disodilelor inferioare, implicit al formațiunilor inferioare (marnele bituminoase, menilitele inferioare) indiferent de gradul lor de bituminizare sau de natura intercalațiilor arenitice.

În zona noastră, la suprafață, nu avem nici o secțiune în care formațiunea să fie deschisă integral, motiv pentru care nu am putut face o detaliere a litostratigrafiei formațiunii pe baza cartărilor de la suprafață. În schimb ne-am folosit de datele pe care geologii de la S. C. „Geomold" S. A. le-au obținut din lucrările de cercetare executate în subteran pe pr. Glodu și în Valea Putnei, în sectorul Bodârlău.

Disodilele au o grosime stratigrafică apreciată la 50-100 m. Sunt bitumolite argiloase, mai rar argilo-marnoase, care înregistrează o variație petrografică destul de mare. Sunt de culoare brun-cenușie sau negricioasă, cu o laminație pronunțată, ce prezintă pe suprafețele de strat eflorescențe de sulf, gips și limonit, care apar ca produși secundari de alterare ai piritei. Intercalațiile grezoase care nu depășesc ca pondere 20 % din masa rocii, sunt reprezentate de gresii de Kliwa, dispuse de obicei în strate subțiri. Uneori aceste gresii suferă un proces de bituminizare, culoarea devenind negricioasă.

La microscop se relevă o masă argiloasă impregnată cu material de natură organică și, în varietățile mai siltice, plaje de cuarț siltic și calcedonie (fig. nr. 73).

Analizele chimice efectuate pe probele recoltate din lucrările de pe pr. Glodu și din sectorul Bodârlău, au indicat următoarele conținuturi în oxizi: 68,40% SiO_2; 17,80% Al_2O_3; 1,70% FeO; 2,70% Fe_2O_3; 2,50% CaO; 2,40% K_2O; 1,80% MgO; 1,30%Na_2O; 1,20%TiO_2 și 0,10% P_2O_5. Având în vedere caracterul formațiunilor analizate se remarcă un raport de obicei invers proporțional între conținuturile în SiO_2 și Al_2O_3. Aspectul este normal ținând seama de cantitatea variabilă de silice, care poate proveni din mineralele argiloase sau din granulele de cuarț. De asemenea între Al_2O_3 și restul componenților raporturile sunt în general direct proporționale.

Biostratigrafia

Asociațiile biostratigrafice identificate în disodilele inferioare în zona noastră de studiu sau în zonele sudice limitrofe se rezumă la o asociație de ichtiofaună și una de nannoplancton calcaros din bazinul Sucevița (Florea, 1999). La acestea se adaugă studiul microflorei din bazinele Bistriței și Trotușului (Olaru, 1978).

În cadrul disodilelor inferioare au fost descoperiți de Florea și Baciu (Florea, 1999), în sinclinalul Drăgușina, taxonii *Serranus budensis* și *Zenopsis clarus*, întâlniți în asociații ichtiologice din Oligocen în Caucaz, Polonia și Franța. În celelalte zone din sud este cunoscută o foarte bogată faună rupeliană din care sunt citați taxoni precum *Paleorhynchus longirostris* și *Paleorhynchus glarissianus*.

Olaru (1978) ajunge la concluzia că microflora din Oligocenul mediu este mai bogată și mai abundentă decât cea din Oligocenul inferior, remarcându-se o explozie floristică în care predomină elementele de climat subtropical, față de cel arctoterțiar.

Florea (1999) identifică pe pr. Rusca o asociație de nannoplancton calcaros cu *Coccolithus pelagicus* (Walich) Schiller, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan, *Cyclicargolithus floridanus* Mohler, *Sphenolithus moriformis* Bramlette et Wilcoxon, *Sphenolithus psedoradians* Bramlette et Wille, *Zygrablithus bijugatus* Deflandre, *Transversopontis obliquipons* Deflandre (Hay et al.), care este interpretă ca fiind caracteristică pentru biozonele NP_{24}, posibil NP_{23}.

Formațiunea gresiei de Kliwa

Denumirea a fost introdusă de Paul şi Tietze (1877), după vârful Kliwa din Carpații Ucrainei, unde se prezintă sub formă de intercalații în stratele cu menilite ale Pânzei de Skole.

În sectorul nordic al Carpaților românești, pe aria estică a Unității de Tarcău (litofaciesul de Kliwa), Formațiunea de Kliwa încheie succesiunea depozitelor de fliș, pe când pe aria Unității de Vrancea şi în partea vestică a Unității de Tarcău (litofaciesurile de Moldovița şi de Tarcău), bazinul de sedimentare rămâne funcțional până în Miocenul inferior.

Litostratigrafia

În zona Suceava – Putna – Brodina, Formațiunea gresiei de Kliwa aflorează pe pr. Răstoaca Mare, în versantul drept al Văii Suceava, pr. Ciolotei, pr. Măgura, în versantul drept al pr. Glodu şi în Valea Putnei (fig. nr. 72, 74). Grosimea depozitelor variază de la 60-110 m grosime.

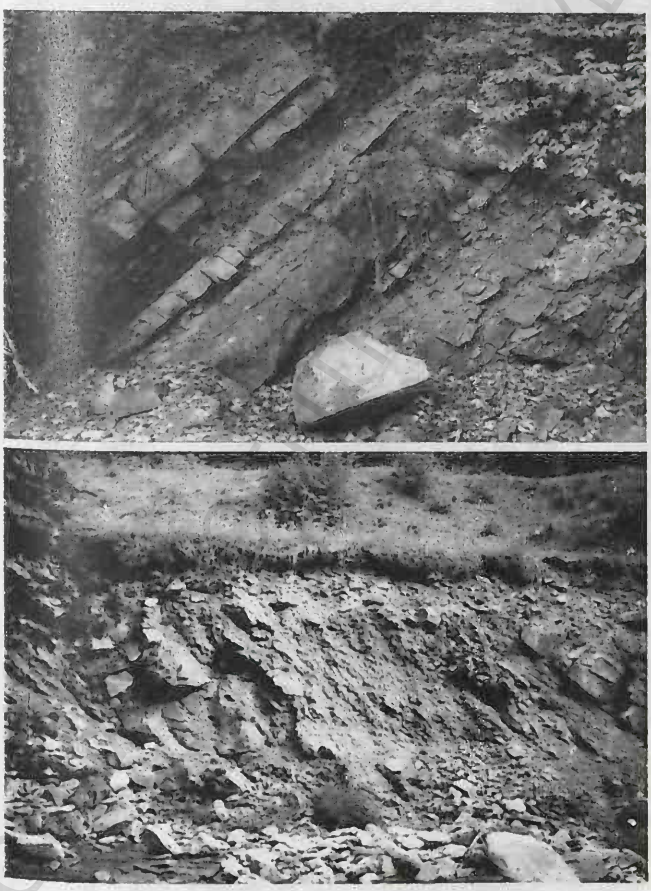


Fig. nr. 74
Formațiunea gresiei de Kliwa în Litofaciesul de Kliwa Solzul Bâtca – Glodu

Sus – *gresia de Kliwa în Valea Putnei*

Jos – *gresia de Kliwa în malul stâng al pr. Răstoaca)*

Trecerea de la disodilele inferioare se face brusc, prin strate şi bancuri masive de gresii de Kliwa, în care intercalaţiile disodilice rămân cu totul subordonate. Gresiile de tip Kliwa sunt silicioase, grosiere sau fine, uneori cu aspect rubanat, compacte sau friabile.

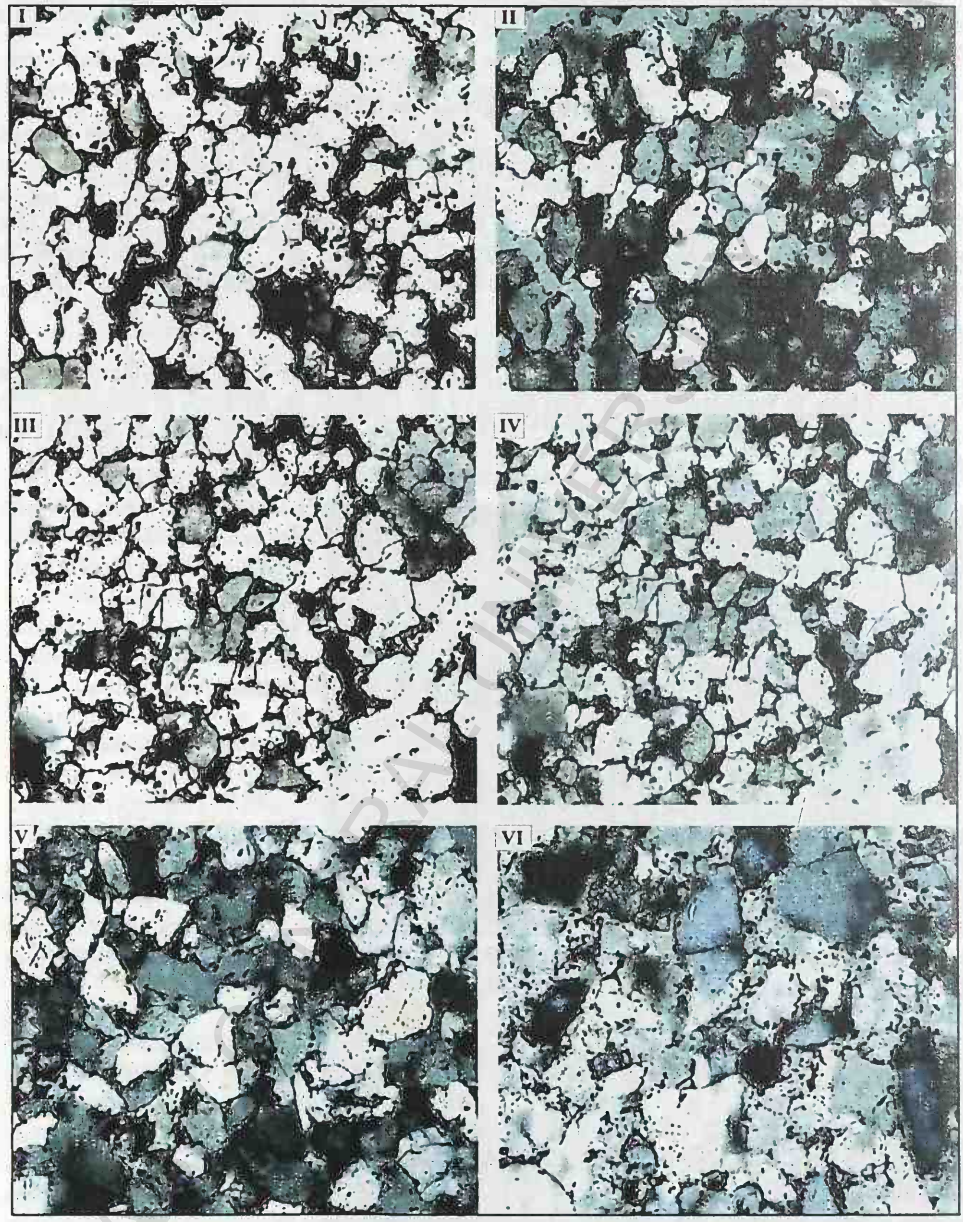


Fig. nr. 75 – Imagini la microscop din gresia de Kliwa
(I –VI: câmpuri cu cuarţ alogen subangular, litoclaste de cuarţite, feldspaţi şi rar glauconitul în ciment silicios poro-pelicular; I, III - N-; II, IV, V, VI - N+; x32)

Grosimea stratelor de gresii variază de la 5-10 cm la 60-80 cm, iar bancurile pot atinge 3-5 m. Intercalaţiile sunt reprezentate de diferite varietăţi de bitumolite (disodile) şi menilite,

cu o grosimea variabilă de la 3-5 cm până la 10-30 cm. În gresiile tipice de Kliwa se intercalează şi nivele de gresii cuarţoase negricioase, dispuse în strate subţiri, cu grosimi de 5-30 cm (pr. Răstoaca).

Analizele microscopice efectuate în secţiunile executate din gresia de Kliwa arată că domină extraclastele de cuarţ subangulare (peste 90%), asupra celor de feldspat şi litoclastelor cuarţitice. Din mineralele autigene se remarcă prezenţa glauconitului (sub 5%) şi piritei, prin limonitizarea căreia depozitele capătă la suprafaţă o coloraţie cărămizie. Cimentul este pelicular şi de pori, fiind reprezentat în proporţie de peste 90% de opal şi calcedonie (fig. nr. 75).

Grasu et al. (1988) a surprins fazele de trecere continuă în cimentul gresiei de Kliwa, de la opal la calcedonie şi apoi la cuarţ, confirmând pe această cale interpretarea dată de Filipescu (1936), conform căreia cimentul gresiei provine din organisme silicioase, similare cu cele care au determinat formarea şi celorlalte silicolite din seriile oligocene.

Biostratigrafia

Singurele date asupra formaţiunii vârstei gresiei de Kliwa în litofaciesul de Kliwa, Moldoviţa şi Pucioasa ne sunt oferite de Martini şi Lebenson (1971), Lebenson (1973), Ştefănescu et al. (1979), Ionesi şi Mészáros (1989).

Ştefănescu et al. (1979) au studiat litofaciesurile de Kliwa, de Pucioasa şi mixt din sectorul sudic al Pânzei de Tarcău şi pe baza nannoplanctonului identificat trasează limita Oligocen - Miocen în partea superioară a Formaţiunii de Kliwa şi de Pucioasa, respectiv deasupra Formaţiunilor de Vineţişu şi de Podu Morii.

LITFOFACIESUL DE MOLDOVIŢA

La vest de falia Falcău – Ştef, depozitele oligocene alcătuiesc partea superioară a coloanelor litologice a solzilor Crucii – Stauina - Sihăstria şi Şandru - Măgura Vacii. Aceste depozite au fost greu de urmărit la suprafaţă, deoarece intervalul dintre gresia de Lucăceşti si gresia de Kliwa din Culmea Cârmaci si Valea Sucevei este acoperit în cea mai mare parte. Ceea ce ne-a permis separarea formaţiunilor a fost abundenţa fragmentelor de menilite, disodile şi marne bituminoase, în special în Culmea Cârmaci şi informaţiile din lucrările miniere uşoare executate în bazinul pr. Ascuns (versantul estic al dl. Şandru) în scopul investigării disodilelor oligocene de către I. P. E. G. „Suceava" (în prezent S. C. „Geomold" S. A. din Câmpulung Moldovenesc), precum şi aflorimentele cu gresie de Kliwa din Culmea Cârmaci si din Valea Brodinei, la vest de confluenţa cu r. Suceava.

Din datele de teren şi cele pe care le-am avut la dispoziţie de la S. C. „Geomold" S. A, depozitele oligocene se dispun în continuitate de sedimentare peste Formaţiunea de Lupoaia, fiind identificate, din bază spre partea superioară, formaţiunile menilitelor inferioare şi marnelor bituminoase, disodilelor inferioare şi de Moldoviţa. Datorită lipsei aflorimentelor şi informaţiilor de la S. C. „Geomold" S. A mai puţin clare privind menilitelor inferioare şi marnelor bituminoase, cartografic le-am figurat împreună.

Formaţiunea menilitelor inferioare şi marnelor bituminoase

Aceste depozite au fost cartate în partea vestică a Culmii Cârmaci şi în şanţurile executate de către I.P.E.G., în versantul estic al dl. Şandru. Nu am putut separa formaţiunile menilitelor inferioare şi marnelor bituminoase, deoarece în Culmea Cârmaci şi în Valea Sucevei apar numai fragmente, iar în practica activităţii geologice de la I. P. E. G. se detaliau formaţiunile considerate productive, în cazul de faţă Formaţiunea disodilelor inferioare.

Litostratigrafia

În Valea Sucevei şi sub Culmea Cârmaci, în zona de izvoare a pr. Bodnar, sub aflorimentele cu gresie de Kliwa apar fragmente de menilite, disodile şi marne bituminoase.

Sub această zonă, în albia pr. Bodnar aflorează argilele din Formațiunea de Plopu, care sunt deschise și spre sud, în Valea Sucevei.

În zona sudică din bazinul Moldoviței, limitrofă nouă, Ionesi (1971), Florea (1982, 1999) separă depozitele Formațiunii menilitelor inferioare, cu cei doi membrii (marnele de Lingureşti și gresia de Ferăstrău și menilitele compacte) și Formațiunea marnelor bituminoase. Diferențele litologice față de zonele estice constau în creşterea frecvenței arenitelor în marnele de Lingureşti, precum și în pierderea caracteristicilor tipice ale marnelor bituminoase, acestea căpătând un aspect mai grezos.

În acest context, credem că este justificată separarea cartografică a depozitelor menilitelor inferioare și marnelor bituminoase (anexa nr. 4).

Biostratigrafia

Date biostratigrafice pentru formațiunile similare din Litofaciesul de Tazlău constau în asociații de nannoplancton calcaros și palinomorfe datorate lui Ionesi și Florea (1981), Micu și Gheța (1986), Florea (1999) și Olaru (1978)

Ionesi și Florea (1981) pe pârâul Plopu, afluent de stânga al râului Trotuș, pun în evidență din menilitele inferioare (din primii 20 m) o asociație numeroasă cuprinzând *Discoaster distinctus Isthmolithus recurvus, Cyclococcolithus formosus, Zygrablithus bijugatus, Dictyococcites dictyodus*, încadrată pe baza frecvenței taxonului *Isthmolithus recurvus* la biozona NP_{21}.

Din Membrul marnelor bituminoase autorii pun în evidență o faună săracă care cuprinde taxonii *Isthmolithus recurvus, Coccolithus pelagicus, Coccolithus cf. pseudocarteri, Micrantolithus vesper, Isthmolithus claviformis.* Schimbările survenite în cadrul asociației comparativ de cea din Membrul menilitelor inferioare, alături de raritatea taxonilor de *Isthmolithus recurvus* justifică încadrarea în biozona NP_{22}.

Micu și Gheța (1986) determină într-o secțiune de pe pârâul Plopu, din Membrul menilitelor inferioare, o asociație de nannoplancton calcaros ce cuprinde următorii taxoni: *Discoaster mirus, Sphenolithus predistentus, Sphenolithus distentus, Helicosphaera reticulata, Reticulofenestra bisecta, Reticolofenestra insignita, Cyclicargolithus rupeliensis, Cruciplacolithus tarquinus,* alături de care apar *Lanternithus minutus, Reticulofenestra umbilica, Isthmolithus recurvus, Cyclococcolithus formosus,* considerate ca specii remaniate. Pe baza acesteia, autorii consideră că depozitele fac parte din biozona NP_{23}, iar vârsta este Oligocen (Rupelian s.l.).

Florea (1982, 1999) determină din depozitele corespondente marnelor de Lingureşti (argile slab calcaroase și silite bituminoase), din flancul estic al sinclinalului Brodina - Ciumârna (bazinul râului Moldovița, pr. Săcrieș), taxoni de nannoplancton calcaros cu *Chiasmolithus oamaruensis* Deflandre, Hay Mohley et Wade, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Reticulofenestra placomorpha* Kamptner, *Rhabdolithus creber* Deflandre, *Coccolithus eopelagicus* Bramlette et Riedel, *Coccolithus crassus* Bramlette et Sullivan, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Coccolithus pseudocarteni* Hay et al. În urma discuției asupra taxonilor identificați, autorul încadrează asociația la biozona NP_{21}, de vârstă Priabonian superior. Analizele efectuate pe probele prelevate din Membrul menilitelor compacte au evidențiat o asociație caracteristică biozonei NP_{22} (extincția taxonului *Isthmolithus recurvus* și prezența taxonului *Transversopontis obliquipons* citat în Germania, Italia de nord și centrală în depozite Oligocene), de vârstă Oligocen inferior (Rupelian). Aceasta este alcătuită din taxonii *Coccolithus pelagicus* (Walich) Schiller, *Coccolithus crassus* Bramlette et Sullivan, *Transversopontis obliquipons* Deflandre, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Helicosphaera seminulum lophota* Bramlette et Sullivan, *Sphenolithus sp.*

Olaru (1978) analizează microflora din bazinul Tarcăului și constată pentru întreg Oligocenul inferior (formațiunile menilitelor inferioare și marnelor brune bituminoase) dispariția grupului *Normapolles*, dezvoltarea microflorei terțiare de tip cald, subtropical ca și

frecvența ridicată a florei arctoterțiare. Aceste caracteristici le aseamănă cu flora de tranziție eocen-oligocenă. În cele prezentate nu precizează poziția limitei Eocen - Oligocen.

Formațiunea disodilelor inferioare

Formațiunea disodilelor inferioare este bine cunoscută din punct de vedere litologic din lucrările miniere ușoare executate în versantul stâng al pr. Ascuns, precum și din literatura de specialitate. Și aceasta deoarece a prezentat la un moment dat și un mare interes economic. În schimb lipsesc pentru zona noastră informațiile de ordin biostratigrafic. Noi am separat-o în flancul estic al sinclinalului Brodina – Săcrieș – Ciumârna.

Litostratigrafic, formațiunea se dispune peste Formațiunea marnelor bituminoase și suportă în acoperiș Formațiunea de Moldovița. Coloana litologică a disodilelor inferioare are o grosime de 60-80 m, fiind alcătuită dintr-o masă siltito-lutitică, bituminoasă, în care se pot individualiza pachete de argile slab calcaroase și argile nisipoase. În masa de argile bituminoase stratificate, se intercalează strate, care rar depășesc 50 cm, de gresii de Kliwa și gresii cuarțoase negricioase, menilite dezvoltate în strate centimetrice sau lentiliform și marne bituminoase. De asemenea apar intercalații de marne și calcare argiloase, cu un grad redus de bituminizare, dezvoltate lentiliform.

Formațiunea gresiei de Kliwa

Formațiunea gresiei de Kliwa aflorează în Culmea Cârmaci și în Valea Sucevei, fiind de asemenea interceptată în lucrările miniere executate în versantul stâng al Văii Ascunsului. Urmează în continuitate de sedimentare peste disodilele inferioare, iar partea superioară, în toate cazurile urmărite de noi, este retezată tectonic. Această realitate de teren îngreunează interpretarea evoluției paleogeografice a bazinului oligocen corespondent acestei arii, lăsând deschise două ipoteze: bazinul de fliș și-a încheiat evoluția după depunerea gresiei de Kliwa sau sedimentarea a continuat cu depunerea formațiunilor superioare, ulterior procesele de eroziune conjugate cu cele tectonice înlăturând partea superioară a coloanei unității.

Litostratigrafia

Formațiunea gresiei de Kliwa debutează cu un nivel masiv de gresii de Kliwa, cu o grosime de peste 70 m, care aflorează în Culmea Cârmaci și Valea Brodinei. Gresiile au aspect caracteristic, puternic consolidate, dure, cu culori albicioase, sau rubanate, cu lamine milimetrice albicioase și gălbui.

În ce privește nivelul de gresii curbicorticale de la partea superioară a gresiei de Kliwa pe care Ionesi (1971) îl consideră caracteristic pentru Formațiune gresiei de Kliwa în Litofaciesul de Moldovița, noi în Culmea Cârmaci, Valea Sucevei și Valea Brodinei nu l-am identificat, probabil datorită contextului tectonic. Însă, în zona izvoarelor Ascunsului și Strigoiului, geologii de la I. P. E. G. Suceava cartează gresii calcaroase cenușii, micacee, cu structură curbicorticală aduse, în opinia lor, tectonic peste gresiile de Kliwa (situația apare pe Harta geologică a perimetrului Valea Moldovei - Izvoarele Sucevei, sc. 1:10.000, Arh. S. C. „Geomold" S. A.). Din analiza materialului noi credem că ne aflăm în prezența gresiilor curbicorticale de peste gresiile de Kliwa, semnalate la sud, în bazinul Moldoviței, de Ionesi (1971).

În această interpretare, în zona noastră Formațiunea gresiei de Kliwa are dezvoltarea tipică pentru Litofaciesul de Moldovița, cu gresii de Kliwa în bază și gresii curbicorticale, micacee, la partea superioară, în conformitate cu coloana litologică a Formațiunii gresiei de Kliwa din Litofaciesul de Moldovița, descrisă în bazinul Moldoviței (Ionesi, 1971).

Biostratigrafia

Sărăcia biostratigrafică se menține la nivelul de depunere a gresiei de Kliwa, informațiile pentru aria litofaciesului de Moldovița fiind reduse.

Cercetării asupra asociațiilor de nannoplancton din ariile mai vestice, respectiv Formațiunea de Fusaru au fost efectuate de către Martini și Lebenson (1971) și Lebenson (1973) în bazinul Tarcăului. Pe baza asociațiilor identificate partea terminală a gresiei de Fusaru și Formațiunea de Vinețișu, sunt atribuite Miocenului inferior, respectiv biozonele NN_1-NN_3. Limita Oligocen - Miocen a fost trasată în interiorul părții superioare a gresiei de Fusaru.

Ionesi și Mészáros (1989) ocupându-se de trasarea limitei Oligocen - Miocen în Flișul extern carpatic, semnalează din Membrul superior al gresiei de Kliwa-Fusaru din Litofaciesul de Moldovița (pe pârâul Izvor) taxonii: *Sphenolithus ciperoensis, Helicosphera recta, Helicosphera oblica, Discolithina enonuis, Blackites amplus, Coccolithus pelagicus* și *Dictyoccocites bisectus*. Cu această ocazie este atestată prezența biozonei NP_{25}, pe baza taxonului *Sphenolithus ciperoensis*. Se arată că *Sphenolithus ciperoensis* este considerat în aproape în unanimitate caracteristic pentru Biozona NP_{25}, respectiv pentru Oligocenul superior, cu excepția lui Baldi-Beke (1983) care consideră că specia *Sphenolithus ciperoensis* poate apărea chiar în Biozona NP_{24}, alături de taxonul *Sphenolithus distentus* și că prezența lui *Sphenolithus ciperoensis* indică partea terminală a biozonei NP_{24}.

II.1.2. PÂNZA DE VRANCEA

Cel căruia îi datorăm conturarea Semiferestrei Gura Putnei (= Semifereastra Sucevei; Băncilă, 1958) și primul model litostratigrafic și structural al zonei Suceava – Putna - Brodina, integrat în arhitectura de ansamblu a Flișului extern, este Joja (1953, 1954, 1955, 1957, 1960, 1965), Joja et al. (1963, 1966, 1968, 1984), Joja și Manoliu (1978). Imaginea litostructurală prezentată în lucrările enunțate, în linii esențiale, nu a fost contrazisă până în prezent.

Având în vedere meritul lui Joja în procesul de descifrare a geologiei sectorului nostru de studiu, vom prezenta mai detaliat contribuțiile acestuia. Și aceasta, nu din rațiuni dictate de nostalgii istorice ci din rațiuni metodologice, deoarece adăugirile făcute modelului geologic de către Filimon și Albu (1956), Micu și Constantin (1993) și Florea (1999), nu contrazic imaginea geologică deja creionată de Joja, ci o completează.

Joja (1954), pe baza activității de teren desfășurate începând din 1949 în regiunea cuprinsă între Valea Sucevei și Valea Suceviței, conturează Semifereastra Gura-Putnei. În cuprinsul acesteia aflorează depozitele „Unității inferioare" (= Unitatea externă, Băncilă, 1958; = pânza de Vrancea, Ionesi, 1968; = Pânza cutelor marginale, Săndulescu 1984), care se continuă spre sud în *„solzul cel mai extern al Flișului de la confluența Voivodesei cu Sucevița"* și *„în solzii externi de pe V. Suha (solzii Răchitiș-Corduneanu și Dealul Mare - Prângata)"*, iar în nord în *„Pânza de Pocuția"*.

Din punct de vedere litostratigrafic, în Semifereastră *„nu este vizibilă decât partea ei superioară constituită din Eocen mediu (orizontul Calcarului de Pasieczna), Eocen superior (Strate de Bisericani), Oligocen și Miocen"*. Eocenul este dezvoltat într-un facies diferit de cel din Pânza de Putna, denumit „facies de Gura Putnei", Oligocenul *„este identic cu cel din pânza de Putna"*, iar Miocenul reprezentat de marne verzi nisipoase și marne verzi satinate, încheie coloana litostratigrafică a *„Unității inferioare"*.

Micu și Constantin (1993) referindu-se la aspectele litostructurale din Semifereastră, apreciază că elementele plicative majore sunt reprezentate de două anticlinale, în axul cărora aflorează „Formațiunea de Jgheabul Mare" (= Formațiunea de Sucevița, Joja, 1963; = Formațiunea de Măgura, Ionesi, 1961): în vest, spre contactul cu Unitatea de Tarcău, anticlinalul Vărăria, iar în est, spre Zona miocenă, anticlinalul Poiana Mare. Flancurile vestice sunt laminate, și axul lor suferă o afundare pronunțată spre nord, dincolo de râul Suceava în ax apărând doar argile priaboniene. Pe această structură se dezvoltă o serie de cute sinclinale și anticlinale minore, alcătuite din diferiți termeni ai "structurii conglomeratice" miocene. În zona centrală a Semiferestrei se desfășoară o structură sinclinală, cu depozitele Formațiunii de Bisericani în ax. Referitor la tectonica disjunctivă, Micu semnalează o falie majoră, orientată

aproximativ WSW-ENE, care urmăreşte în principal cursul Sucevei şi de-a lungul căreia se produce afundarea accentuată a compartimentului nordic.

Noi am urmărit depozitele Pânzei de Vrancea din Semifereastra Gura-Putnei la vest de confluenţa râurilor Suceava şi Putna, pe pâraiele Gura Putnei (şi afluentul său pr. Bostan), Huta, Ţuranu şi pr. Glodu (afluenţi de stânga ai râului Putna), pâraiele Ioneaca, Andronic, Scorbura Mică, Scorbura Mare şi Nistor (afluenţi de dreapta ai râului Suceava) şi în versantul stâng al Sucevei, pe pr. Sărăturii (afluent de dreapta al pr. Ziminel), în Poiana Satului (sub Culmea Lomului, până la frontieră) şi pe pr. Ziminel (afluent de stânga al Sucevei). De asemenea am urmărit raporturile dintre unităţile de Tarcău şi Vrancea în bazinul Glodului.

Coloana litostratigrafică vizibilă a Pânzei de Vrancea are în bază depozite eocene ale Formaţiunii de Sucevita şi se încheie cu cele ale Formaţiunii menilitelor şi disodilelor superioare, de vârstă Oligocen superior - Miocen inferior. Diferenţele litologice nu sunt foarte pregnante la nivelul Eocenului, în schimb, în coloana oligocen-miocenă peste Formaţiunea gresiei de Kliwa se dispun în continuitate depozitele Formaţiunii disodilelor şi menilitelor superioare, iar în partea vestică, în fruntea şi sub planul de şariaj al Pânzei de Tarcău apar depozite de vârstă Oligocen superior - Miocen inferior, pe care noi le considerăm că reprezintă un facies arenito-ruditic, de factură mai vestică, a Pânzei de Vrancea.

Spre deosebire de Joja care considera, probabil pe baza absenţei la suprafaţă a părţii inferioare a coloanei senonian-eocene, că în Semifereastra Gura-Putnei Eocenul se dezvoltă într-un facies particular, pe care-l denumeşte „faciesul de Gura-Putnei", iar Oligocenul este similar cu cel din „Pânza de Putna" (= Pânza de Tarcău), datele noastre de teren şi cele biostratigrafice arată că, dimpotrivă, depozitele eocene, atât cât sunt deschise, îmbracă caracteristicile litofaciale ale eocenului de Doamna, caracteristic părţii estice a Pânzei de Tarcău şi că la nivelul Oligocenului se produc diferenţieri litofaciale importante, atât în raport cu aria Pânzei de Tarcău, cât şi cu semiferestrele sudice, Sucevita şi Humor. Astfel în structurile estice (anticlinalul Poieni, sinclinalul Ţuranu), la nivelul disodilelor inferioare şi gresiei de Kliwa conglomeratele cu elemente de roci verzi lipsesc, fiind prezenţi galeţii de roci verzi, cu o frecvenţă destul de redusă, numai în disodilele superioare de pe pr. Bostan. În schimb, în structurile vestice (Lama de rabotaj Arşiţa), nivelele de conglomerate sunt bine dezvoltate la nivelul Oligocenului superior – Miocenului inferior.

În aceste condiţii, suntem de părere că depozitele eocene din Semifereastra Gura-Putnei se dezvoltă în Litofaciesul de Doamna, iar cele oligocene într-un facies particular pentru care folosim denumirea de Litofaciesul conglomeratic de Gura-Putnei.

Facem menţiunea că o serie de aspecte litostratigrafice şi biostratigrafice au fost discutate la formaţiunile corespondente din litofaciesurile de Doamna şi Kliwa din aria Pânzei de Tarcău, asupra cărora nu o să mai revenim.

EOCENUL

Faţă de situaţia prezentată de Joja (1954) şi Băncilă (1958), care în „faciesul de Gura-Putnei" nu recunoşteau decât „orizontul Calcarului de Pasieczna" şi „stratele de Bisericani", iar la partea superioară era remarcată absenţa gresiei de Lucăceşti ca trăsătură distinctivă faţă de zonele sudice, Micu şi Constantin (1993) separă Stratele de Jgheabul Mare, calcarele de Doamna, argilele roşii şi verzi, Stratele de Bisericani, marnele cu globigerine şi gresiile de Lucăceşti.

Noi în urma cartărilor din teren, la nivelul Eocenului, am separat Formaţiunea de Sucevita, Formaţiunea calcarului de Doamna - Viţeu şi Formaţiunea de Plopu - Bisericani, depozitele îmbrăcând caracterul Litofaciesului de Doamna (= faciesul de Gura-Putnei; Joja, 1954).

Formațiunea de Sucevița (= Formațiunea de Măgura, Ionesi, 1966)

Primele informații asupra acestei formațiuni în Valea Sucevei sunt furnizate de Ștefănescu (1927), însă cel care separă și descrie aceste depozite în bazinul Suceviței este Joja (1963). O mai găsim sub denumirea de Formațiunea de Măgura, în Unitatea de Humor (Ionesi, 1966; Bogatu, 1999) sau Formațiunea de Jgheabul Mare, în Semifereastra Gura-Putnei (Micu și Constantin, 1993).

În teren am identificat-o în versantul drept al Sucevei (în dl. Vărăria, sub calcarul de Doamna) și pe pr. Gura Putnei, unde apare tectonic în lungul faliei Vărăria. Reprezintă cele mai vechi depozite care aflorează în Semifereastră, partea inferioară nefiind interceptată la suprafață în nici un punct din teren. În acoperiș suportă în continuitate de sedimentare depozitele Formațiunii de Doamna - Vițeu. Partea superioară a formațiunii și contactul cu Calcarul de Doamna este foarte bine deschis în Valea Sucevei, în botul Dl. Vărăria.

Litostratigrafia

Așa cum am mai arătat, în Semifereastră nu aflorează decât partea superioară a formațiunii, într-un context litologic diferit de cel din Pânza de Tarcău. Este adevărat că partea inferioară a coloanei nu este accesibilă observației directe, dar diferențele litologice sunt mari și în ce privește depozitele aflate imediat de sub calcarul de Doamna.

Observații mai recente asupra depozitelor acestei formațiuni au fost făcute de Micu și Constantin (1993) în Semifereastra Gura-Putnei, Ionesi (1961, 1971) și Bogatu (1999) în Unitatea de Humor și de Grasu et al. (1988) și Florea (1999) în bazinul Suceviței.

Micu și Constantin (1993) în studiul „Contribuții la cunoașterea geologiei semiferestrei Gura-Putnei", folosesc denumirea de „Formațiunea de Jgheabul Mare" pentru depozitele pe care Joja (1963) le separă sub denumirea de „strate de Sucevița", utilizând ca argumente *„Afinitățile litologice cu stratele de Jgheabul Mare"* și poziția exprimată de Filimon și Albu (1957, lucrare nepublicată). Referitor la aspectele litologice, se arată că aceste depozite sunt cele mai vechi care apar în semifereastră și sunt alcătuite dintr-o alternanță de gresii silicioase friabile, foarte fisurate, cu gresii masive, microconglomerate cu elemente de roci verzi și material pelitic.

Ionesii (1966, 1971) cartează în Unitatea de Humor, între formațiunile de Straja și calcarul de Doamna, o succesiune litologică în grosime de cca. 120 m, formată din gresii silicioase și slab calcaroase, de culoare verzuie sau vânătă-verzuie, în strate subțiri de 5-30 cm, cu sortare gradată și hieroglife la partea inferioară și structură convolută la partea superioară. Aceasta are mari asemănări cu depozitele Formațiunii de Straja (gresii calcaroase în strate de 20-30 cm, rar de 70 cm, calcare peste gresiile calcaroase, dure, vinete sau gălbui, deseori silicifiate; la partea superioară apar bancuri de gresii argilo-marnoase, în care sunt diseminați galeți de roci verzi, cu o grosime care poate ajunge până la 1,5 m; rar se găsesc intercalații de conglomerate cu elemente de roci verzi, în strate de până la 20 cm; argilele și marnele au o culoare verzuie, sau verzuie-cenușie, rar negricioasă cu intercalații de argile roșii și vărgate). Această succesiune litologică, deosebită de cea de Sucevița, o separă sub denumirea de „strate de Măgura". În cazul „stratelor de Măgura" nu sunt semnalate gresiile de tip Scorbura în partea bazală.

Grasu et al. (1988) analizează petrografic Formațiunea de Sucevița din zonele Sucevița și Neamț, remarcând faptul că lutitele, respectiv argilele și marnele au o pondere de 60% din totalul rocilor, iar rocilor arenitice revenindu-le o pondere de numai 40%. Microscopic s-au identificat următorii termeni petrografici: biosparite grezoase și cuarț siltice, biosparite și biomicrite silicolitice, sparite și microsparite cu bioclaste, marne cu bioclaste și gresii calcaroase glauconitice.

Florea (1999), în urma cercetărilor întreprinse în vecinătatea sudică a regiunii Putna - Suceava (în zona Putna - Sucevița), ajunge la următoarele concluzii cu privire la formațiunea de Sucevița:

- are o dezvoltare areală însemnată atât în Pânza de Vrancea cât şi în partea estică a Pânzei de Tarcău;

- grosimea gresiei de Scorbura creşte de la est spre zonele vestice, atingând uneori peste 400 m.

Formaţiunea debutează de regulă cu gresia de Scorbura (de culoare cenuşii-gălbui sau verzui), peste care se dispune o alternanţă de gresii calcaroase cu bioglife şi mecanoglife pe talpă, calcare grezoase, argile şi marne cenuşii sau cenuşii-verzui. La partea superioară a identificat nivelul „gresiilor cu asterocicline" (Ionesi, 1961), cu o compoziţie litologică neuniformă (gresii grosiere sau medii, cenuşii, negricioase, micacee, gresii marnoase, rar gresii silicioase de tip Scorbura, marne nisipoase negricioase sau cenuşii negricioase, micacee şi argile cenuşii verzui).

Bogatu (1999) descrie în Unitatea de Humor, Formaţiunea de Măgura (Ionesi, 1966), formată dintr-o alternanţă de gresii cuarţoase, gresii slab calcaroase cu hieroglife pe talpă, gresii marnoase, microconglomerate cu galeţi verzi, marne şi argile, în strate de regulă de 5-40 cm, uneori stratele de gresii ajungând la 1 m grosime. De asemenea, separă Formaţiunea gresiei cu asterocycline cu o alcătuire litologică asemănătoare cu cea făcută de Florea (1999), în grosime de 5-15 m şi cu un aspect care contrastează faţă de rocile înconjurătoare.

Din datele noastre de teren Formaţiunea de Sucevita aflorează pe suprafeţe restrânse în versantul drept al Văii Sucevei, în dl. Vărăria şi pe pr. Gura Putnei.

În dl. Vărăria se poate urmării partea superioară a formaţiunii, deschisă pe o lungime de cca. 80 m, sub calcarul de Doamna. În continuare spre est, partea mediană şi inferioară a formaţiunii este acoperită de depozite cuaternare. La partea inferioară formaţiunea este limitată tectonic, venind în contact cu depozitele oligocene.

Litologic este reprezentată de un pachet de roci silto-lutitice dure, verzui, reprezentate de argile silicolitice, calcare silicolitice şi gresii calcaroase, verzui, fin granulare, cu treceri spre calcare grezoase. Sunt dispuse în strate de 10-15 cm. Grosimea stratigrafică din deschidere este de cca 50 m. Secvenţele arenitice se găsesc de regulă în baza secvenţelor silto-lutitice.

Sub microscop, în secţiunile executate din secvenţele silto-lutitice (zonele bazale mai grosiere), se observă în unele câmpuri o masă calcedonică, în altele calcită micritică, în care sunt prinse extraclaste de cuarţ subangular şi litoclaste de cuarţite, în proporţie de 10-50%. În secţiunile din secvenţele mai fine, predomină masa calcedonică sau calcitică, în care sunt prinse rar extraclaste de cuarţ siltic şi litoclaste cuarţitice. Se mai pot decela bioclaste puternic transformate de spiculi de spongieri şi foraminifere. Sunt prezente ca minerale autigene glauconitul (până la 5%) şi oxizi de fier (fig. nr. 76).

Din observaţiile noastre, nivelul superior al Formaţiunii de Sucevita are afinităţi litologice mai pregnante cu depozitele Formaţiunii de Măgura (Ionesi, 1971) şi cu ambianţa litologică descrisă pentru Formaţiunea de Sucevita pe pr. Şoarecu de Grasu et al. (1988). Noi în teren nu am recunoscut coloana de ansamblu propusă de Micu şi Constantin (1993), mai ales că în deschiderea cea mai bună din Valea Sucevei contextul litologic şi contactul cu calcarul de Doamna sunt foarte clare.

De altfel Grasu et al (1988), în zona de stratotip al Formaţiunii de Jgheabul Mare, arată că sub calcarul de Doamna se găseşte un nivel de gresii de Scorbura - Păltinoasa, iar formaţiunea în ansamblu se caracterizează prin roci foarte dure, bine stratificate, în bancuri centimetrice sau decimetrice, rar metrice, absenţa intercalaţiilor lutitice şi raritatea sau absenţa fenomenelor de granoclasare. Coloana prezentată pune în discuţie afinitatea presupusă de Micu şi Constantin (1993) cu Formaţiunea de Jgheabul Mare.

Depozitele cartate de noi prezintă o concordanţa litologică mult mai bună cu cele ale Formaţiunii de Măgura (Ionesi, 1971), însă am preferat să păstrăm denumirea de Formaţiunea de Sucevita (Joja, 1963), deoarece coloana litologică a formaţiunii în zona dintre Putna şi Suceava este trunchiată (fiind deschisă numai partea superioară de sub calcarul de Doamna) şi

am considerat că nu avem un interval suficient de mare cunoscut, pentru a da un verdict asupra formațiunii în cauză.

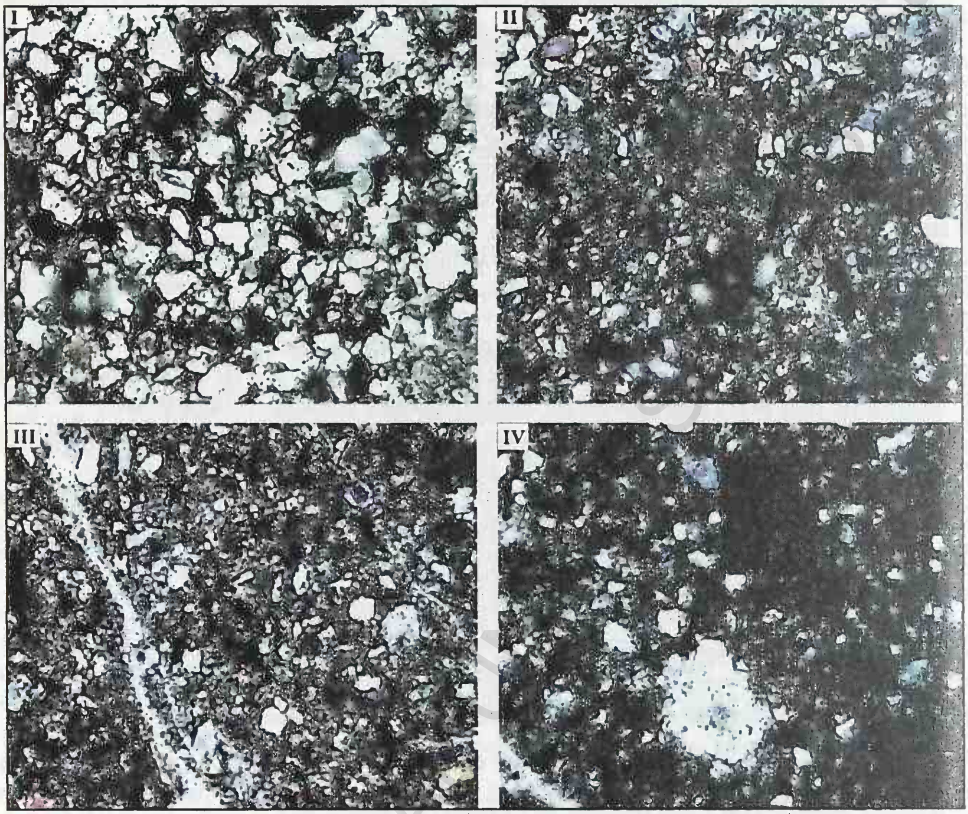


Fig. nr. 76 – Imagini la microscop din gresiile calcaroase verzui, fin granulare
(*I, II – câmpuri din gresii verzui, fin granulare, cu cuarț subangular alogen, litoclaste de cuarțite și glauconit, prinse într-o masă de calcită micritică, N+, x100; III, IV – câmpuri din calcarele grezoase cu cuarț de dimensiuni siltice și litoclaste cuarțitice, prinse într-o masă de calcită micritică și calcedonie; N+, x100*)

Biostratigrafia

Depozitele acestei formațiuni se găsesc într-o poziție stratigrafică identică cu cele ale Formațiunii de Sucevița din Unitatea de Tarcău, sub Membrul calcarelor de Doamna. Pentru aceste depozite au fost întreprinse cercetări în zonele sudice, atât în Unitatea de Vrancea cât și în Unitatea de Tarcău, de către Joja și colab. (1963), Ionesi (1971), Dicea (1974), Olaru (1978), Florea (1999) și Bogatu (1999).

Faunele și semnificațiile biostratigrafice ale acestora au fost prezentate la Formațiunea de Sucevița din Litofaciesul de Doamna, Pânza de Tarcău, concluzia fiind că Formațiunea de Sucevița este de vârstă Eocen mediu (Ypresian superior - Lutețian).

Formațiunea de Doamna - Vițeu

Calcarul de Doamna reprezintă unitatea litologică distinctă, caracteristică Eocenului în Litofacies de Doamna. Este caracteristică atât Pânzei Vrancea din Semifereastra Gura-Putnei, cât și litofaciesurilor de Doamna și Scorbura - Doamna din Pânza de Tarcău.

Stratigrafic se dispune peste Formațiunea de Sucevița și suportă în acoperiș argilele roșii ale Formațiunii de Bisericani.

Joja (1954) și Băncilă (1958) considerau că în Semifereastra Gura-Putnei (= Semifereastra Sucevei, Băncilă, 1958) Calcarul de Pasieczna este primul termen al Eocenului care aflorează. Ulterior, Filimon și Albu (1956) și Micu și Constantin (1993) pun în evidență și depozite inferioare reprezentate de Formațiunea de Sucevița (Joja, 1963) (= Formațiunea de Jgheabul Mare; Micu și Constantin, 1993).

Aflorează în versantul drept al Sucevei, în Dl. Vărăria, (lângă calea ferată), în zona de racord al Culmii Vărăria cu Dl. Scorbura și pe pr. Gura Putnei, alcătuind alături cu formațiunile de Sucevița și Bisericani coloana litologică a Solzului Vărăria (fig. nr. 77). Succesiunea completă este deschisă pe Valea Sucevei unde se pot diviza cei doi membrii și urmării raporturile de continuitate cu depozitele din pat și acoperiș. Pe pr. Gura Putnei apare tectonic, în lungul faliei Vărăria.

Litostratigrafia

Joja (1954) referindu-se la „*Calcarul de Pasieczna*" din „*Faciesul de Gura Putnei*" arăta că se găsește în aceeași poziție stratigrafică și are aceeași grosime ca și în „*faciesul de Putna*". Deosebirea litologică ar consta numai în absența sau frecvența redusă a silicifierilor de tip chaille.

Micu și Constantin (1993) arată că această formațiune aflorează în zona axială a anticlinalelor Vărăria și Poiana Mare, „*unde sunt reprezentate de strate decimetrice de calcare micritice alb-gri sau calcare micritice verzui, friabile, care conțin intercalații de pelite verzi, subțiri, ca și strate subdecimetrice sau decimetrice de gresii cuarțoase oligomictice, mediu fisurate, de culoare albă. Ele diferă de Calcarele de Pasieczna, echivalentul lor stratigrafic în Pânza de Tarcău, în primul rând prin existența intercalațiilor de forme neregulate, mai mult sau mai puțin tabulare, de gresii cuarțoase albe în masa calcarelor, probabil datorită acțiunii viermilor lithophagous, la fel ca și dezvoltarea slabă a accidentelor silicioase în partea mediană a stratelor calcaroase. Grosimea Calcarelor de Doamna în Semifereastra Gura-Putnei este de 25-40 m*".

Succesiunea litologică completă din Valea Sucevei ne-a permis separarea a doi termeni cu rang de membru în coloana litologică a Formațiunea calcarului de Doamna și a gresiei de Vițeu: *Membrul calcarului de Doamna* și *Membrul gresiei de Vițeu* (fig. nr. 79). Acești doi termeni au fost separați de Joja (1963) în bazinul Putnei, sub denumirea de „*strate de Vițeu*" și de Ionesi (1971) în bazinul Humorului sub denumirea de „*gresii glauconitice*". În Valea Sucevei formațiunea are o grosime stratigrafică de 70 m.

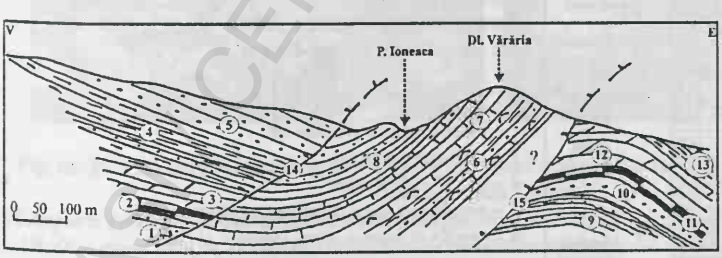


Fig. nr. 77
Secțiune geologică prin Solzul Vărăria în zona de izvoare a pr. Ioneaca (Culmea Vărăria)

Anticlinalul Poieni: *1 – gresii de Ferăstrău, 2 – menilite compacte, 3 – marne bituminoase, 4 – disodile inferioare, 5 – gresia de Kliwa; Solzul Vărăria: 6 – gresii și argile silicifiate din Formațiunea de Sucevița, 7 – calcarul de Doamna, 8 – argile de Bisericani;*
Sinclinalul Țuranu: *9 – argile din Formațiunea de Bisericani, 10 – gresii de Ferestrău, 11 – menilite compacte, 12 – marne bituminoase, 13 – disodile inferioare; 14 – falia Poieni, 15 – falia Vărăria*

Membrul calcarului de Doamna urmează peste Formațiunea de Sucevița și suportă în acoperiș Membrul gresiei de Vițeu. Aflorează pe Valea Sucevei în Dl. Vărăria (la calea ferată) și pe pr. Gura Putnei (fig. nr. 78). Grosimea stratigrafică a membrului este de 55 m.

Litologic este alcătuit din varietăți de calcare (biomicrite si biomicrite silicolitice), în proporție de peste 80% din coloană, întrerupte în partea mediană de o intercalație de gresii grosiere cu aspect microconglomeratic, cu elemente de roci verzi, de culoare albă sau gălbuie. Din acest nivel Joja și Manoliu (1978) pun în evidență fauna cu numuliți din punctul „La Vărărie".

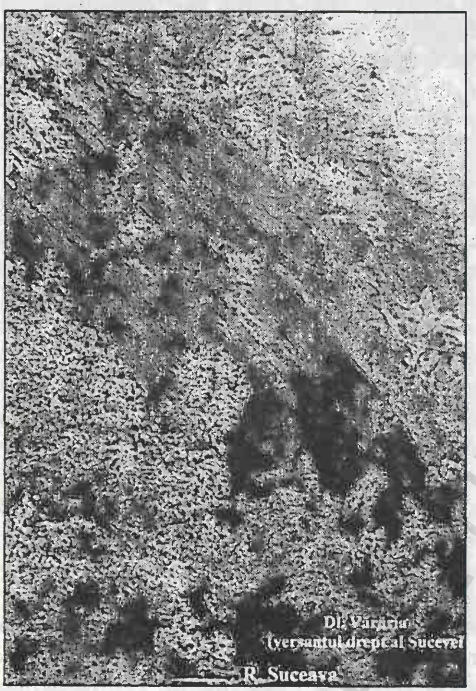


Fig. nr. 78
Membrul calcarului de Doamna
în versantul drept al Văii Suceava
(Dl. Țuranu)

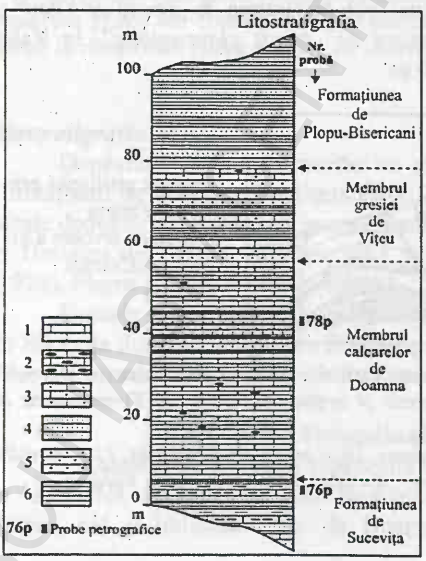


Fig. nr. 79
Coloana litologică a
Formațiunii de Doamna – Vițeu
din Semifereastra Gura-Putnei

1 – biomicrit
2 – biomicrite cu chaille-uri
3 – calcare grezoase
4 – gresii calcaroase
5 – gresii grosiere și microconglomeratice
6 – argile și marne verzi, cenușii și roșii

BCU IAȘI UNIVERSITY LIBRARY

Calcarele au culori variate, alb-gălbui, ciocolatii, verzui şi cenuşii sau rubanate. La fel ca şi Joja (1954) şi Micu şi Constantin (1993), în aceste roci am observat slaba frecvenţă a silicifierilor de tip chaille. Însă, în ce priveşte intercalaţiile de material arenitic, noi le-am pus în evidenţă şi în Membrul calcarului de Doamna din Litofaciesul de Scorbura - Doamna, în secţiunea de pe pr. Calanceni şi în consecinţă acest criteriu nu poate fi folosit ca un element de diferenţiere a calcarelor de Doamna din aria celor două unităţi, aşa cum afirmă Micu şi Constantin (1993). De asemenea intercalaţiile silto-lutitice (argile şi marne verzi-cenuşii) sunt reduse în coloana acestui membru, atât ca grosime (3-10 cm) cât şi ca frecvenţă.

Din secvenţele arenitice am făcut analize în secţiuni subţiri, observând extraclaste (40-70%) de cuarţ rotunjite sau subangulare, litoclaste de cuarţite şi şisturi cuarţitice cloritoase, mică, feldspaţi, prinse într-un ciment bazal de calcită sparitică (fig. nr. 80). Rar se observă glauconitul şi oxizii de fier. Roca am încadrat-o în categoria gresiilor calcaroase (sparitelor grezoase).

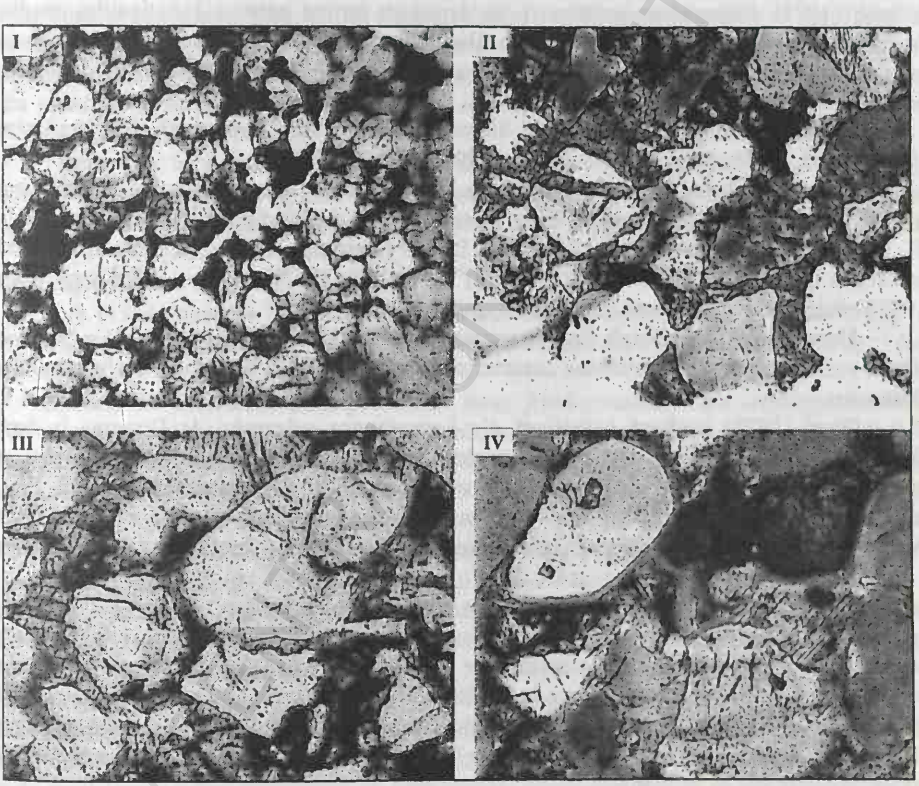


Fig. nr. 80 – Imagini la microscop din gresiile calcaroase, intercalate în partea superioară a Membrului Calcarului de Doamna

(*Câmpuri: I – cuarţ alogen şi litoclaste de cuarţite, N-, Ob. 32x; II – detaliu din câmpul I, N+, Ob. 100x; III, IV – cuarţ alogen, feldspaţi şi litoclaste în ciment bazal de calcită sparitică şi pelicule de silice de supracreştere pe conturul granulelor de cuarţ, N+, Ob. 200x*)

Membrul gresiei de Viţeu urmează în continuare peste calcarele de Doamna şi suportă în continuitate de sedimentare argilele roşii şi verzi de Strujinoasa care aflorează la vest, pe pr. Ioneaca şi la confluenţa pr. Bostan cu pr. Gura Putnei.

Este alcătuit dintr-o alternanţă de marne şi argile cenuşii-verzui, verzui sau cenuşii, în care se intercalează strate de 10-25 cm de gresii calcaroase glauconitice, verzui, cu sortare

gradată şi hieroglife pe talpă. Sunt microconglomeratice sau grosiere în secvenţele bazale. Prezintă din punct de vedere litologic asemănări foarte mari cu Membrul gresiei de Viţeu descris în Litofaciesul de Scorbura – Doamna. Grosimea membrului din Dl. Vărăria este de 20 m.

Biostratigrafia

Din depozitele Calcarului de Doamna din Pânza de Vrancea sunt menţionate faune cu foraminifere mari, microforaminifere şi asociaţii palinomorfe.

Joja et Manoliu (1978) descoperă în "Orizontul calcarului de Pasieczna", în zona Gura Putnei, o asociaţie de foraminifere mari (10 taxoni de numuliţi şi un taxon de Operculina) dintre care menţionăm: *Nummulites striatus, Nummulites striatus minor, Nummulites perforatus, Nummulites uroniensis, Nummulites galensis, Nummulites ex. gr. pushi.* Primele patru specii sunt caracteristice pentru Bartonian, Biozona cu *Nummulites perforatus.* După Schaub (1971) *Nummulites uroniensis* nu depăşeşte prima parte a Luteţianului mediu iar *Nummulites striatus* trece şi în Priabonian. Biostratigrafic foraminiferelor mari, descoperite în cadrul Formaţiunii calcarului de Doamna şi a gresiei de Viţeu, indică faptul că depozitele în discuţie revin ca vârstă, Bartonianului.

În zonele sudice apropiate, date biostratigrafice asupra formaţiunii sunt furnizate de (Ionesi 1971, 1999), Olaru (1978), Florea (1999) şi Bogatu (1999).

Ionesi (1999) încadrează Formaţiunea calcarului de Doamna şi a gresiei de Viţeu în intervalul stratigrafic Bartonian, pe baza faunelor: F_{11} – „La Vărărie" (Joja şi Manoliu, 1978), F_{12} – „pr. Râu" (Ionesi, 1971), F_{13} – „pr. Izvor" (Bombiţă, 1973), recoltate din Membrul calcarului de Doamna şi F14 – „pr. Voroneţ" (Bombiţă, 1973) şi F15 – „pr. Larga" (Ionesi, 1971), prelevate din Membrul gresiei de Viţeu.

Florea (1999) determină din depozitele calcarului de Doamna, pe pâraiele Sucevita şi Viţeu, o asociaţie de nannoplancton caracteristică Biozonei NP_{17} şi atribuie formaţiunii vârsta Bartonian.

Olaru (1978) studiază paleoflora din Formaţiunea calcarului de Doamna în bazinul Bistriţei şi constată o mare dezvoltare a angiospermelor, care în Eocenul mediu înregistrează apogeul florei eocenic-paleotropice (*Postnormapolles*). Gimnospermele sunt şi ele reprezentate (20 %), fără apariţia unor noi taxoni, faţă de cei dezvoltaţi în Eocenul inferior. Autorul consideră, pe baza cercetărilor efectuate că, vârsta acestei formaţiuni este Biarritzian.

Formaţiunea de Plopu - Bisericani

Denumirea de „Strate de Bisericani" a fost introdusă de Athanasiu (1921) pentru a desemna depozitele echivalente formaţiunilor de Plopu şi Podu Secu, dezvoltate în faciesurile cele mai externe ale flişului şi anume în litofacies de Doamna. Aşa cum preciza Ionesi (1971) şi Grasu et al. (1988), stratotipul introdus de Athanasiu rămâne valabil pentru succesiunea descrisă pe pr. Bisericani (afluent de stânga al Bistriţei) între calcarul de Doamna în pat şi gresia de Lucăceşti în acoperiş.

Micu şi Constantin (1993) restrâng, în Semifereastra Gura-Putnei, Formaţiunea de Bisericani la depozitele alcătuite din argile marnoase şi marne gri-verzui, cu intercalaţii accidentale, subţiri, de gresii cu hieroglife, în grosime de 200-300 m grosime, care au în pat argilele roşii şi verzi (sens Olteanu, 1952; = stratele de Strujinoasa, Joja, 1960) şi în acoperiş marnele cu globigerine şi gresiile de Lucăceşti. Autori motivează gestul de a restrânge conţinutul litologic al formaţiunii prin aceea că succesiunea atribuită „stratelor de Bisericani" ar contraveni stratotipului „stratelor de Plopu" (sens Atanasiu, 1943). Aceştia îşi sprijină argumentaţia şi pe afirmaţiile lui Filimon şi Albu (1957, nepublicat) , care sunt de părere că argilele roşii şi verzi nu ar trebui să se refere la baza „Stratelor Bisericani" pentru că, în descrierea stratotipurilor „Stratelor Bisericani" Athansiu et al. (1927) nu menţionează prezenţa argilelor roşii în partea inferioară a acestor depozite.

În realitate, așa cum arăta Ionesi (1971), în schița care însoțește lucrarea pe care o prezintă Atanasiu (1943) și în secțiunea din teren de pe pr. Plopu, se observă că „stratele de Plopu" sunt alcătuite dintr-un nivel bazal de 18-20 m de argile verzi, roșii și pestrițe, dispuse peste gresii de Tarcău, care suportă apoi, până sub gresia de Lucăcești, o serie monotonă de argile și argile slab calcaroase, de culoare verzuie și cenușie, în grosime de 80-90 m. În aceste condiții atașează argilele verzi și roșii din bază Formațiunii de Plopu și, prin consecință, acestea trebuiesc considerate că aparțin în faciesurile estice Formațiunii de Bisericani.

Grasu et al. (1988), în studiul petrografic pe care-l întreprinde asupra Formațiunii de Bisericani din Semifereastra Bistrița - Râșca, pe pr. Știrbosu, îi dă formațiunii același conținut litologic ca și Ionesi (1971), separând între calcarul de Doamna și Gresia de Lucăcești un membru bazal cu argile roșii și verzi, cu intercalații de gresii, unul median de argile cenușii-verzui și unul superior al marnelor cu globigerine.

Din datele de teren pe care le avem, coroborate cu cele din literatură, am apreciat că succesiunea predominant silto-lutitică dintre calcarul de Doamna și gresia de Lucăcești din Semifereastra Gura-Putnei, marchează un moment unitar în evoluția bazinului de sedimentare din Priabonian și aparține intervalului de formare a Formațiunii de Bisericani, în conformitate și cu opiniile exprimate de Atanasiu (1943), Joja (1954, 1957) și Joja et al. (1963), Ionesi (1971) și Grasu et al. (1988).

Depozitele formațiunii aflorează în Valea Sucevei peste gresiile de Vițeu, pe pr. Ioneaca (afluent de dreapta al Sucevei) și pe pâraiele Gura Putnei și Bostan. Caracterul mai arenitic al depozitelor ne îndreptățesc să le separăm drept Formațiunea de Plopu-Bisericani.

Litostratigrafia

Joja (1954) observa în *„faciesul de Gura Putnei"* că *„Peste Orizontul Calcarului de Pasieczna se așează Stratele de Bisericani, care corespund Orizontului argilos verde și roșu din Faciesul de Putna.*

Stratele de Bisericani au aspectul lor tipic, fiind constituite din argile și marne de culoare verzuie-gălbuie, ruginie pe fețele expuse, solzoase, micafere, în strate subțiri de 0,5-1 cm. Grosimea lor totală este de cca 250 m. Ele sunt foarte bine deschise pe pr. Huta și pe malul drept al Sucevei, la W de confluența sa cu Putna".

Joja (1960) separă în cadrul depozitelor pelitice din bazinul Putnei, „orizontul stratelor de Strujinoasa", alcătuit din argile roșii ce se dezvoltă pe o grosime de cca. 10 m, situat la 10 m grosime stratigrafică față de "Calcarul de Doamna". La partea superioară se individualizează "orizontul stratelor de Bisericani". Joja apreciază că "stratele de Strujinoasa" sunt caracteristice atât pentru "unitatea superioară" (Pânza de Tarcău) cât și pentru "unitatea de Vrancea" (Pânza de Vrancea).

Micu și Constantin (1993) descriu, în coloana litologică corespondentă sensului pe care-l dăm noi Formațiunii de Plopu - Bisericani, *argilele roșii și verzi (Lutețian)* care acoperă Calcarele de Doamna, fără nici o întrerupere de sedimentare, reprezentate de o succesiune de fliș de tipul „stratelor cu hieroglife", în care gresiile cuarțoase, verzui, cu numeroase bioglife, alternează cu argile roșii și verzi, cu o grosime de 5-15 m, peste care se dispun argile marnoase (și marne) gri-verzui, accidental apărând intercalații subțiri de gresii cu hieroglife. Grosimea acestor depozite în Semifereastra Gura-Putnei este de 200-300 m.

Datele de teren ne-au permis să separăm în Semifereastră doi termeni: *Membrul argilelor roșii de Strujinoasa* și *Membrul argilelor verzi și cenușii.*

Membrul argilelor roșii de Strujinoasa este deschis pe pr. Ioneaca, pe pr. Gura-Putnei și la confluența pr. Bostan cu pr. Gura Putnei. Are o grosime de 20 m, fiind alcătuit dintr-o alternanță de argile roșii-cărămizii, verzi și pestrițe cu gresii cuarțoase glauconitice, cenușii și cenușii verzui, în strate de 5-15 cm, cu hieroglife pe talpă.

Membrul argilelor verzi și cenușii este deschis pe pr. Ioneaca, pr. Gura Putnei și pr Bostan. Are o grosime stratigrafică care atinge 300 de m pe pr. Bostan., limita superioară fiind

tectonică. Litologic, este alcătuit din argile şi argile calcaroase cenuşii-verzui, cu intercalaţii de gresii cuarţoase verzui, gresii calcaroase, negricioase şi gresii litice, în strate subţiri, cu hieroglife pe talpă. Secvenţele arenitice din depozitele silto-lutitice deschise pe pr. Gura Putnei se găsesc într-un raport de 1:1.

La partea superioară a argilelor verzi şi cenuşii noi nu am identificat gresiile de Lucăceşti şi nu am putut separa marnele cu globigerine. Observaţia noastră vine să confirme afirmaţia lui Joja (1954) privind faptul că gresia de Lucăceşti lipseşte în „faciesul de Gura-Putnei". Absenţa gresiei de Lucăceşti si a marnelor cu globigerine noi o punem pe seama tectonicii Semiferestrei şi nu condiţiilor sedimentogenetice. Se poate observa pe harta geologică că, invariabil, partea superioară a Formaţiunii de Plopu - Bisericani este limitată tectonic.

Biostratigrafia

Cercetările biostratigrafice asupra Formaţiunii de Bisericani au fost prezentate detaliat la discuţia formaţiunilor de Bisericani şi Plopu din litofaciesurile de Scorbura – Doamna şi Scorbura – Tazlău. Reamintim că cercetările detaliate în Semifereastra Gura-Putnei au debutat cu cele ale lui Joja et al. (1963), urmate în sectoarele sudice de cele ale lui Agheorghiesei et al. (1967), Dicea (1968, 1974), Ionesi (1971, 1997), Martini şi Lebenson (1971), Lebenson (1973), Olaru (1978), Dicea şi Dicea (1980), Ionesi şi Florea (1981), Ionesi et al. (1995), Florea (1982, 1999), Ionescu şi Alexandrescu (1983), Micu şi Gheţa (1986), Bogatu (1999). Pe baza faunelor de moluşte, microforaminifere, nannoplancton calcaros şi asociaţiilor palinomorfe vârsta formaţiunii este considerată Priabonian.

LIMITA EOCEN - OLIGOCEN

Aspectele privind limita Eocen - Oligocen au fost discutate la Unitatea de Tarcău, problema poziţiei acestei limite neputând fi tratată separat pentru cele două unităţi. Amintim numai că din disputa celor două curente privind trasarea limitei, *fie în baza gresiei de Lucăceşti* (Atanasiu,1943; Băncilă, 1958; Polonic şi Polonic, 1967; Martini şi Lebenson, 1971; Lebenson, 1973; Bratu şi Gheţa, 1972; Dicea şi Dicea, 1976 şi Micu şi Gheţa, 1986), *fie în cuprinsul menilitelor inferioare* (Bratu, 1975; Dicea şi Dicea, 1980; Ionesi şi Florea, 1981; Ionesi, 1982, 1989, 1997, 1999; Ionesi şi Mészáros, 1984; Ionesi et al., 1989; Moisescu et al., 1995), s-a impus în prezent al doilea curent, majoritatea argumentelor biostratigrafice pledând pentru trasarea limitei Eocen - Oligocen în cuprinsul menilitelor inferioare. Sunt şi o serie de autori (Balteş, 1967, 1975; Olaru, 1978, 1981; Micu et al., 1981) care pe baza conţinutului de microfitoplancton lasă un interval foarte larg pentru această limită, undeva între gresia de Lucăceşti şi marnele bituminoase. Discuţia în detaliu asupra acestei limite s-a făcut la capitolul corespunzător Unităţii de Tarcău.

OLIGOCEN - MIOCEN INFERIOR

În Semifereastra Gura-Putnei depozitele de vârstă Priabonian terminal - Oligocen se dezvoltă în Litofaciesul de Gura-Putnei. Acestea se deosebesc litofacial de cele ale Pânzei de Tarcău prin faptul că aici succesiunea oligocenă este completă, încheindu-se cu menilitele şi disodilele superioare, care suportă în continuitate de sedimentare depozitele miocen inferioare.

Au fost studiate de Joja (1954) care, în ceea ce numea el „Pânza marginală" (= Unitatea inferioară), separă peste „stratele de Bisericani" depozite oligocene identice cu cele din „Pânza de Putna" (= Unitatea superioară): un pachet subţire de disodile, continuat cu un orizont gros de cca. 30 m de marne brune-bituminoase, cărora în bază li se asociază menilite. Peste acestea urmează un orizont de disodile de 200-250 m şi gresia de Kliwa, de 150-200 m, care încheie succesiunea.

Miocenul apare numai în versantul drept al râului Putna, fiind alcătuit dintr-un pachet de marne verzi, nisipoase şi marne verzi satinate, în strate de 0,5-2 cm, cu o grosime totală de

50-60 m. Joja afirmă că la vest de râul Putna Miocenul nu apare *„fie, pentrucă nu s'a depus, fie, pentrucă a căzut pradă unei eroziuni anterioare șariajului"*.

Băncilă (1958) descrie în Semifereastra Sucevei (= Semifereastra Gura Putnei; Joja, 1954) coloana oligocen-miocenă care debutează cu *„orizontul gresiei de Lucăcești"*, peste care se dispune *„orizontul menilitelor inferioare și al marnelor bituminoase"*, cu grosimi de 40-50 m. În partea mediană a Oligocenului se găsește *„orizontul șisturilor disodilice și al gresiei de Kliwa"*, de cca. 100 m, iar la partea superioară coloana se încheie cu *„orizontul grezo-conglomeratic"*, cu o grosime de cca. 200 m. *„Orizontul grezo-conglomeratic"* este alcătuit în bază din gresii micacee de tip *„flișoid"* ce alternează *„cu marne cenușii sau disodilice, între care se dispun benzi de conglomerate"*.

Depozitele miocene care aflorează numai pe pr. Glodu sunt *„constituite din marne cenușii, cenușii-verzui sau roșcate, în alternanță cu gresii cenușii, uneori conglomeratice, cu elemente verzi"*. Acest pachet de roci este considerat pe baza microfaunei determinate de Filimon și Albu (1957) de vârstă helvețiană.

Micu și Constantin (1993) deosebește în coloana oligocenă din Semifereastra Gura-Putnei, din bază spre partea superioară, *șisturile bituminoase inferioare și gresia de Ferăstrău*; *menilitele inferioare și marnele albe bituminoase*; *disodilele inferioare*; *gresia de Kliwa* și *șisturile disodilice și menilitele superioare*.

În succesiunea miocenă autorii interpretează pe baza informațiilor oferite de Joja (1955, 1957), Filimon și Albu (1975), obținute din forajele executate în bazinul Putnei pentru petrol și a unor date de teren din zona de izvoare a pr. Bostan (afluent de stânga al pr. Gura Putnei), existența formațiunilor de *Gura Șoimului*, *sărată* și *conglomeratică*, de vârstă Miocen inferior. Formațiunea conglomeratică s-ar afla, în opinia autorilor, în raporturi de transgresivitate cu formațiunile din pat.

Datele pe care le-am obținut din cartările de teren efectuate la vest de confluența r. Suceava cu r. Putna, coroborate cu informațiile din lucrările de cercetare efectuate de S. C. „Geomold" S. A. și din unele foraje pentru hidrocarburi executate în văile Sucevei și Putnei, ne-au permis să separăm în succesiunea oligocen–miocen inferioară, formațiunile menilitelor inferioare, marnelor bituminoase, disodilelor inferioare, gresiei de Kliwa, disodilelor și menilitelor superioare și de Arșița (fig. nr. 81, 82, 83).

Formațiunea menilitelor inferioare

Aceste depozite au fost descrise în Valea Sucevei de Joja (1954, 1955) și Băncilă (1958) drept disodile și menilite, sau ca o alternanță de șisturi argilo-marnoase disodiliforme, cu intercalații de gresii de tipul gresiilor de Kliwa.

Micu și Constantin (1993) au separat în Semifereastra Gura-Putnei, șisturile bituminoase inferioare și Gresia de Ferăstrău cu o grosime cuprinsă între 5 și 30 m. Aceste depozite sunt alcătuite din șisturi bituminoase în strate decimetrice și subdecimetrice cu intercalații, rareori ajungând la 1,5-2 m grosime, de gresii cuarțoase de tipul Kliwa. Stratele de gresii, de obicei complet friabile sau cu o compactizare medie, sunt uneori bine cimentate, fin fisurate, alcătuite din claste cuarțoase, foarte rar acompaniate de glauconit. Grosimea mică a depozitelor în discuție i-au determinat pe autori să le atașeze pe harta care însoțește textul, menilitelor inferioare și marnelor cafenii care le acoperă.

Noi le-am identificat în versantul stâng al Văii Suceava, în Dl. Afinet și în versantul drept al Sucevei, pe pr. Scorbura și Scorbura Mică. Contextul litologic ne-a permis să separăm cei doi membri ai formațiunii: *Membrul marnelor de Lingurești și al gresiei de Ferăstrău* și *Membrul menilitelor compacte* (fig. nr. 81, 82).

Membrul marnelor de Lingurești și al gresiei de Ferăstrău prezintă variații litologice importante pe grosime și direcție. A fost cartat atât în versantul stâng cât și cel drept al Sucevei, cu mențiunea că în ambele situații partea inferioară nu este vizibilă, fiind acoperită de depozite cuaternare. Din interpretarea datelor geologice rezultă că depozitele acestui membru

se dispun peste argilele de Bisericani, iar la partea superioară suportă menilitele compacte. Grosimea membrului este apreciată la 20 m. Sub menilitele compacte se dispun fie argile disodilice, nisipoase, în strate centimetrice şi decimetrice, cu intercalaţii de menilite şi gresii negricioase, fie strate de gresii cuarţoase kliwiforme, de tip Ferăstrău. Gresiile de Ferăstrău sunt dispuse în strate care pot depăşi 1 m grosime.

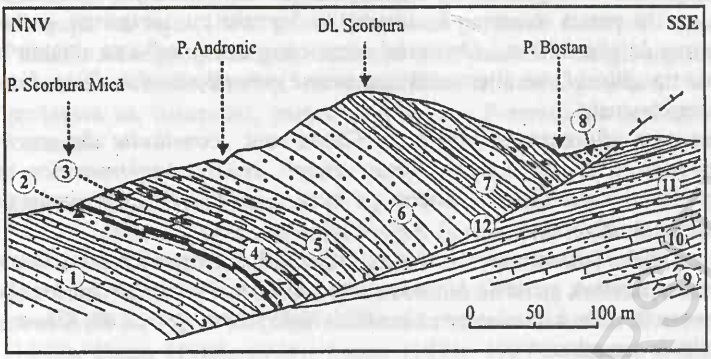


Fig. nr. 81
Flancul estic al anticlinalului Poieni (versantul drept al Sucevei)

Flancul estic al anticlinalului Poieni: *1 – argile din Formaţiunea de Plopu-Bisericani; 2 – gresii de Ferăstră;, 3 - menilite compacte; 4 – marne bituminoase; 5 – disodile inferioare;, 6 – gresii de Kliwa; 7 – disodile superioare, 8 – conglomerate miocen inferioare;*
Solzul Vărăria: *9 – Formaţiunea de Suceviţa; 10 – Formaţiunea calcarului de Doamna; 11 – Formaţiunea de Plopu- Bisericani; 12 – falia Poieni.*

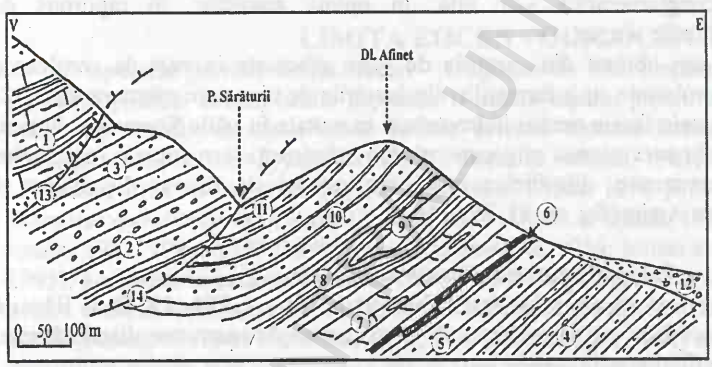


Fig. nr. 82
Flancul vestic al anticlinalului Poieni (versantul stâng al Văii Suceava)

I. Pânza de Tarcău: *1 – Formaţiunea de Hangu;*

II. Lama de rabotaj Arşiţa: *2 – conglomerate cu elemente de roci verzi din Membrul de Nistor; 3 – gresii cuarţoase şi calcaroase cenuşii din Membrul de Suceava*; III. Pânza de Vrancea - Flancul vestic al anticlinalul Poieni: *4 – argile din Formaţiunea de Plopu-Bisericani; 5 – gresii de Ferăstrău; 6 - menilite compacte; 7 – marne bituminoase; 8 – disodile inferioare; 9 – olistolit de marne bituminoase; 10 – gresii de Kliwa; 11 – disodile superioare; 12 depozite cuaternare; 13 – falia Tarcău; 14 – falia Arşiţa;*

Se pot confunda uşor cu gresiile de Lucăceşti, mai ales dacă succesiunea nu este deschisă complet. Bănuim că aceste gresii au fost interpretate de Micu şi Constantin (1993) drept gresia de Lucăceşti. În zonă, pentru a se putea face o orizontare corectă a coloanei este obligatoriu de parcurs integral între Valea Sucevei şi Culmea Scorbura, secţiunile deschise pe pâraiele Nistor, Scorbura, Scorbura Mică şi Andronic. Ultimul profil de pe Andronic trebuie parcurs complementar cu cel de pe pr. Bostan, pentru a fi în măsură să se precizeze poziţia disodilelor de pe pr. Bostan (este recomandat să se urce pe Andronic până sub Culmea Scorbura şi să se coboare pe pr. Bostan, până în Gura Putnei).

Membrul menilitelor compacte este deschis între marnele de Lingureşti şi gresia de Ferăstrău în pat şi Formaţiunea marnelor bituminoase în acoperiş. În versantul stâng al Sucevei este deschis sub marnele bituminoase, pe o grosime 0,5 m, iar în versantul drept pe 5-15 m. Sunt alcătuite dintr-o succesiune de menilite în strate centimetrice, de culoare neagră, brun-negricioasă, rubanate, cu lamine milimetrice deschise la culoare, care alternează cu lamine brune sau negre.

Formaţiunea marnelor bituminoase

Formaţiunea marnelor bituminoase urmează în continuitate de sedimentare peste Membrul menilitelor compacte şi suportă în acoperiş Formaţiunea disodilelor inferioare.

Joja (1954, 1955) şi Băncilă (1958) prezentau un orizont de marne bituminoase cu menilite în bază, în grosime de 30 m, respectiv „orizontul menilitelor inferioare şi al marnelor bituminoase".

Micu şi Constantin (1993) au separat menilitele inferioare şi marnele bituminoase, despre care afirmau că reprezintă o entitate litologică foarte caracteristică în succesiunea depozitelor oligocene. La partea sa inferioară, pe o grosime de 3-8 m, se dispun menilitele în strate centimetrice, urmate, pe 8-20 m grosime, de marne bituminoase cenuşii, cu o culoare gri-albicioase la suprafaţă.

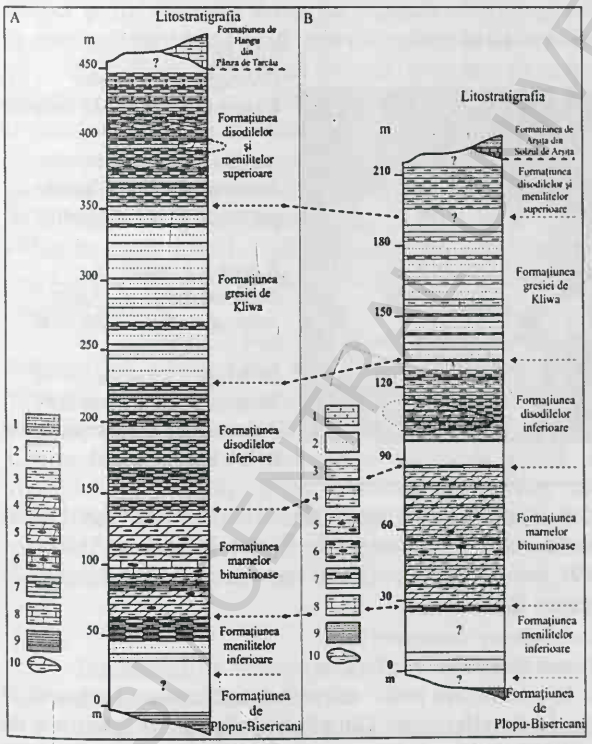


Fig. nr. 83
Coloana litologică a Oligocenului în Litofaciesul de Gura-Putnei

A – în flancul sudic al anticlinalului Poieni, versantul drept al Sucevei:
1 – disodile cu galeţi de roci verzi;
2 – gresii
3 – disodile
4 – marne bituminoase
5 – marne bituminoase cu chaille-uri
6 – calcare micritice silicolitice
7 – menilite
8 – calcare argiloase
9 – argile şi marne
10 – olistolit de marne bituminoase

B – flancul NV-ic al anticlinalului Poieni, versantul stâng al Sucevei:
1 – conglomerate cu elemente de roci verzi; 2 – gresii; 3 – disodile; 4 – marne bituminoase; 5 – marne bituminoase cu chaille-uri; 6 – calcare micritice silicolitice; 7 – menilite; 8 – calcare argiloase; 9 – argile şi marne; 10 – olistolit de marne bituminoase

Noi le-am urmărit îndeaproape în malul drept al Sucevei (în aflorimentul din Dl. Ţuranu), pe afluenţii de dreapta ai Sucevei (pâraiele Scorbura, Scorbura Mică şi Andronic) şi în versantul stâng al Sucevei (în Dl. Afinet). Raporturile cu formaţiunile din culcuş şi acoperiş sunt mai clare în zona pâraielor Scorbura - Scorbura Mică - Andronic şi în Dl. Afinet. În Dl.

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

Ţuranu (calea ferată), deşi sunt deschise pe o lungime de 100 m şi se poate face o descriere foarte bună a varietăţii petrografice a formaţiunii, contactele cu depozitele din pat şi acoperiş nu sunt vizibile. Marnele bituminoase sunt foarte bine dezvoltate, atât în anticlinalul Poieni (versanţii drept şi stâng ai Sucevei), cât şi în sinclinalul Ţuranu (versantul drept al Sucevei, calea ferată), atingând grosimi de 70 m.

Litologic, marnele bituminoase prezintă în general stratificaţie (strate de 5-25 cm grosime), sunt dure, compacte, cu intercalaţii de grosimi reduse disodilice sau menilitice. Au culoare albicioasă la suprafaţă datorită oxidării substanţei organice şi prezintă culori cafenii, brune, ciocolatii, cenuşii sau rubanare în spărtură proaspătă. Disodilele şi menilitele se dezvoltă ca strate centimetrice sau lentiliform. Ponderea acestor intercalaţii nu depăşeşte 5% din coloană (fig. nr. 83, 84).

În partea mediană apar câteva strate cu grosimi de 10-15 cm, de calcare cenuşii, sideritice, sau de culori cenuşii-verzui şi gălbui, care, dacă nu s-ar găsii intercalate în marnele bituminoase tipice, ar putea fi confundate cu uşurinţă cu calcarele de Doamna. Atât în masa acestor calcare, cât şi în marnele bituminoase, sunt prezente silicifierile menilitice de tip chaille. Credem că urmărirea secvenţială a unor profile, unde calcarele din Formaţiunea marnelor bituminoase ar fi putut fi interpretate ca nivele din calcarul de Doamna, au condus la schiţarea unor structuri sinclinale şi anticlinale răsturnate, figurate de Micu şi Constantin (1993) pe harta care însoţeşte textul.

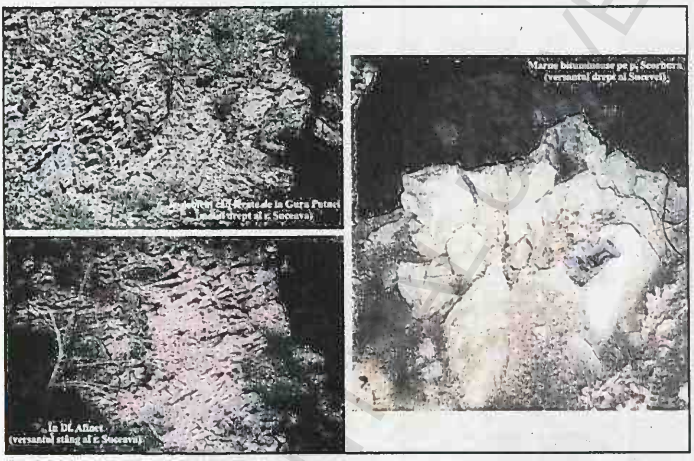


Fig. nr. 84
Formaţiunea marnelor bituminoase în Valea Sucevei

Stânga sus: *marnele bituminoase în dl. Ţuranu, versantul drept al Sucevei;*

Stânga jos: *marnele bituminoase în dl. Afinet, versantul stâng al Sucevei;*

În dreapta: *aspectul macroscopic al marnelor bituminoase la suprafaţă şi în spărtură proaspătă*)

Formaţiunea cartată de noi se apropie din punct de vedere litostratigrafic de formaţiunile similare descrise în zonele Putna – Sucevita, de Florea (1999) şi Soloneţ – Sucevita – Moldovita, de Bogatu (1999), într-o măsură mult mai mare decât de cea descrisă de Micu şi Constantin (1993) în Semifereastra Gura-Putnei.

Formaţiunea disodilelor inferioare

Această formaţiune se dispune în continuare peste marnele bituminoase şi suportă în acoperiş Formaţiunea gresiei de Kliwa. În Semifereastra Gura-Putnei disodilele inferioare au fost descrise de Joja (1954), Băncilă (1958) şi Micu şi Constantin (1993). În zonele situate la sud de r. Putna depozitele acestei formaţiuni au intrat în preocupările unor cercetători precum Ionesi (1961, 1971, 1986), Micu (1981), Ionesii şi Florea (1984), Florea (1999), Bogatu (1999)

În Semifereastra Gura-Putnei, Joja (1954) separă „un orizont de disodile cu o grosime de 200-250 m", iar Băncilă (1958) un „orizont al şisturilor disodilice şi al gresiei de Kliwa", dezvoltat pe cca. 100 m. Micu şi Constantin (1993) observă că disodilele inferioare se

dezvoltă pe 30-50 m grosime şi sunt alcătuite în principal din şisturi bituminoase cu rare intercalaţii de gresii cuarţoase centimetrice, de tipul Kliwa.

Grasu et al. (1982) şi Florea (1999) separă în zona Putna - Suceviţa în cadrul disodilelor inferioare, Membrul inferior intradisodilic al calcarului de Jaslo, cu caracteristicile tipice: mare uniformitate litologică, prezentându-se în strate subţiri, centimetrice, care însumează o grosime de până la 60 cm, rubanate, cu lamine paralele, alternând laminele milimetrice de culoare albă, cu cele cenuşii negricioase. Acestora li se asociază calcare cenuşii-albicioase, lipsite de laminaţie şi cu silicifieri de tip "chaille". În secţiuni subţiri, în masa de calcită micritică se observă cuarţul detritic (până la 10%), paiete de muscovit şi pirită. Participarea mineralelor argiloase este scăzută. În gresia de Kliwa reapare calcarul de Jaslo, formând Membrul superior al calcarului de Jaslo.

Aşa cum s-a menţionat şi în cazul Unităţii de Tarcău, Membrul inferior intradisodilic apare pe întreaga arie de depunere a Unităţii de Tarcău, indiferent de litofacies, ca şi pe aria centrală şi vestică a Unităţii de Vrancea. Se demonstrează astfel sincronismul disodilelor inferioare pe aria flişului extern, implicit al formaţiunilor inferioare (marnele bituminoase, menilitele inferioare), indiferent de gradul lor de bituminizare sau de natura intercalaţiilor arenitice.

Noi am urmărit Formaţiunea disodilelor inferioare în versantul stâng al Sucevei, în Dl. Afinet şi în versantul drept, pe pâraiele Scorbura, Scorbura Mică şi Andronic. Grosimea formaţiunii variază de la 50 m în Dl. Afinet, la 85 m în versantul drept al Sucevei.

Disodilele se prezintă în nota generală cunoscută, ca roci argiloase, mai rar argilo-marnoase, bituminoase, în care se intercalează şi roci în care bitumolitele lipsesc sau sunt într-o pondere foarte mică. Disodilele au culoare brun-cenuşie sau negricioasă, cu o laminaţie pronunţată, ce prezintă pe suprafeţele de strat eflorescenţe de sulf, gips şi limonit, care apar ca produşi secundari de alterare ai piritei. Intercalaţiile grezoase care nu depăşesc ca pondere 30 % din masa rocii, sunt reprezentate de către gresii gălbui, silicioase de tip Kliwa, dispuse de obicei în strate subţiri. Uneori aceste gresii au suferit un proces de bituminizare şi au culoare negricioasă sau trec în roci constituite din alternanţe foarte strânse de material lutitic şi material arenitic.

În Dl Afinet, în cuprinsul disodilelor se intercalează un nivel de 15 m grosime de marne bituminoase, concordant, pe care noi l-am interpretat ca fiind olistolit. Ne-am întemeiat afirmaţia pe faptul că asemenea corpuri olistolitice în masa disodilelor inferioare, au fost puse în evidenţă în Unitatea Humorului şi Unitatea de Tarcău de către Ionesi şi Grasu (1993). Comentând raporturile olistolitelor cu rocile gazdă, aceştia arată că în cazul corpurilor lentiliforme mai lungi decât grosimea, aceste sunt concordante cu stratificaţia şi direcţia disodilelor, ceea ce este valabil şi în cazul nostru. În acelaşi afloriment am identificat calcarul de Jaslo, în strate de 3-5 cm, rubanate sau cenuşii-albicioase, cu challie-uri, însumând 0,70 m grosime.

Formaţiunea gresiei de Kliwa

Denumirea de gresie de Kliwa a fost introdusă de Paul şi Tietze (1877), după vârful Kliwa din Carpaţii Ucrainei.

Formaţiunea gresiei de Kliwa urmează peste disodilele inferioare şi suportă în acoperiş disodilele şi menilitele superioare.

Prezentarea coloanei oligocene din Semifereastra Gura-Putnei este făcută diferit de o serie de autori. Joja (1954, 1955) consideră că gresia de Kliwa constituie un „orizont" de sine stătător, în grosime de cca 150-200 m, spre deosebire de Băncilă (1958) care separă un „orizont al şisturilor disodilice şi al gresiei de Kliwa" în grosime de cca. 100 m.

Micu (1993) referindu-se la Formaţiunea gresiei de Kliwa arată că apare pe o zonă destul de limitată, constituind umplutura unui sinclinal situat între localitatea Gura-Putnei şi râul Suceava, care se continuă în versantul stâng în Culmea Deluţul. La vest de acest sinclinal,

aceste depozite sunt foarte rare. Ele apar doar pe o zonă limitată la vest de Golfuleţul Ziminel şi de-a lungul unor afluenţi ai Sucevei, la sud de Straja. Ca o trăsătură caracteristică a formaţiunii în Semifereastra Gura-Putnei, este scoasă în evidenţă absenţa rocilor verzi de-a lungul întregii secţiuni studiate.

Situaţia pe care noi am cartat-o în teren este oarecum diferită de cea prezentată şi figurată pe harta care însoţeşte textul lucrării publicate de Micu şi Constantin (1993) (fig. nr. 14; pg. 47).

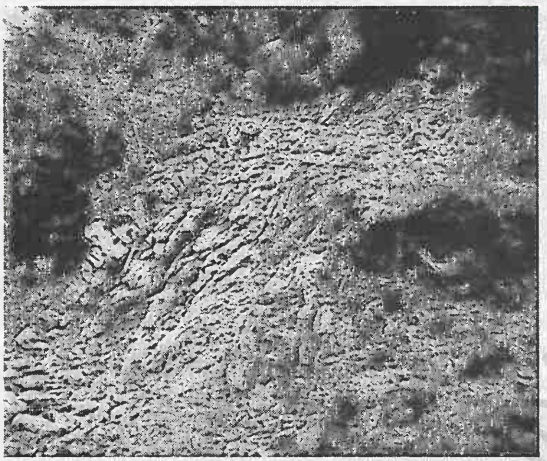


Fig. nr. 85
Formaţiunea gresiei de Kliwa
în dl. Afinet (versantul stâng al Văii
Suceava)

Datele din teren ne-au permis să separăm această formaţiune în două structuri importante ale Semiferestrei: în vest, pe flancurile NE-ic (în Dl. Afinet) şi SE-ic (pârâiele Scorbura Mică şi Andronic) ale anticlinalului faliat Poieni şi în est, ca umplutura sinclinalului faliat Ţuranu (pr. Gura Putnei). Grosimea acesteia variază de la 80 m în Dl. Afinet, la 125 m în versantul drept al Sucevei (pârâiele Scorbura şi Andronic) (fig. nr. 100).

Litologic, se observă diferenţe între partea situată la nord de Valea Sucevei şi cea de la sud. De asemenea sunt diferenţe între zonele estice şi vestice ale semiferestrei. În Dl. Afinet (fig. nr. 85) formaţiunea este reprezentată de strate de gresii de Kliwa, de până la 60 cm, între care se intercalează disodile şi strate subţiri de gresii cuarţoase negricioase, până la 30-40 cm grosime. Intercalaţiile disodilice reprezintă până la 40% din coloană. La sud de Valea Sucevei, în secţiunile de pe pr. Andronic şi pr. Scorbura, aspectul litologic se modifică, gresiile de Kliwa devenind masive, dispuse în strate de 30-80 cm, sau bancuri de 1-2 m, în care intercalaţiile disodilice se reduc sub 20%. Gresiile tipice de Kliwa trec în partea mediană într-un pachet. de 10-15 m grosime, de gresii cuarţoase dure, de culoare negricioasă, dispuse în strate de 10-20 cm. Pe pr. Gura Putnei formaţiunea este alcătuită dintr-o alternanţă de gresii de Kliwa în strate de maxim 15 cm, în care, în parte inferioară, se intercalează disodile până la 10 cm grosime.

Din observaţiile făcute de Micu şi Constantin (1993) rămâne valabilă constatarea că la nivelul Formaţiunii gresiei de Kliwa din Semifereastra Gura-Putnei, lipsesc intercalaţiile conglomeratice cu elemente de roci verzi. Fragmentele de conglomerate şi conglomeratele cu elemente de roci verzi, mai abundente în partea de vest a Semiferestrei, provin în opinia noastră din depozitele grezo-conglomeratice de vârstă Oligocen superior – Miocen inferior, dintr-un facies mai vestic al Pânzei de Vrancea, separate de noi drept Formaţiunea de Arşiţa. De asemenea, gresiile masive, cenuşii, slab calcaroase, care se găsesc în versantul drept al Sucevei (calea ferată), sub planul de şariaj al Unităţii de Tarcău, interpretate ca fiind gresii de Kliwa, noi le-am ataşat pe baza argumentelor lito- şi biostratigrafice Formaţiunii de Arşiţa.

Formațiunea disodilelor și menilitelor superioare

În zona Suceava – Putna – Brodina depozitele Oligocen superioare – Miocen inferioare sunt caracteristice numai Semiferestrei Gura-Putnei.

Micu și Constantin (1993), pun în evidență această formațiune pe torenții care se formează de sub Vârful Măgura Mică, pe raza localității Bivolărie. El prezintă o succesiune de șisturi disodilice de câțiva metri grosime, care urmează peste gresia de Kliwa și în care semnalează câteva intercalații de diatomite. La parte superioară identifică menilite, în strate centimetrice.

Ionesi et al. (1999) separă în partea de sud a bazinului Suceviței în cuprinsul disodilelor superioare, un nivel de argile cenușii, verzui sau verzi, situat la 60 m sub limita cu menilitele superioare, denumit "membrul de Tocila". De asemenea în zonele sudice, la partea superioară a disodilelor, s-au identificat intercalații subțiri de bentonite și tuful vitroclastic, dacitic, de Falcău.

Noi am identificat în Semifereastra Gura-Putnei, în versantul NE-ic al Dl. Scorbura, disodilele superioare dispuse în continuitate peste depozitele Formațiunii de Kliwa. Stabilirea poziției reale a disodilelor este posibilă numai parcurgând profilele deschise în versantul drept al Sucevei, pe pr. Scorbura Mică (confluența cu r. Suceava) – izvoarele pr. Scorbura Mică – izvoarele pr. Bostan – pr. Bostan (până la confluența cu pr. Gura Putnei) și în versantul stâng al acesteia, în sectorul Dl. Afinet – izvoarele pr. Sărăturii – Culmea Lomul (fig. nr. 86).

Fig, nr. 86 Formațiunea disodilelor și menilitelor superioare pe pr. Bostan (afluent de stânga al pr. Gura Putnei)

Sus: *disodilele superioare la intersecția drumului forestier Straja – Putna cu pr. Bostan;*

Jos: *disodilele superioare cu strate de gresii de Kliwa care au suferit budinări, în zona de izvoare a pr. Bostan*

Litologic, disodilele superioare sunt în linii generale asemănătoare cu cele inferioare, fiind alcătuite din bitumolite tipice în alternanță cu diferite varietăți nisipoase și intercalații de strate de gresii de Kliwa, gresii cuarțoase negricioase și strate subțiri de menilite. Stratele de gresii prezintă în unele cazuri fenomene de budinare, sincrone probabil cu procesele de cutare (fig. nr. 86). De asemenea, în unele secvențe bitumolitice apar galeți rotunjiți de roci verzi. În disodile se intercalează un nivel de 10 m de marne bituminoase, pe care le-am interpretat ca un corp olistolitic (vizibil la cca. 100 m nord față de intersecția pr. Bostan cu drumul forestier Straja – Putna).

Formațiunea descrisă de noi prezintă diferențe litologice față de cea din Semifereastra Suceviței, unde pe pr. Șoarecu conglomeratele cu galeți de roci verzi, de dimensiuni diferite, invadează Formațiunea disodilelor superioare până la substituirea ei în totalitate. Substituția are loc treptat de la disodile cu elemente rare de galeți de roci verzi, la rudite cu matrice argilo-disodilică, slab consolidate (Florea, 1999).

Micu și Constantin (1993) atașează bitumolitele cu intercalații de gresii cuarțoase negricioase și galeți de roci verzi Formațiunii conglomeratice, care s-ar afla în raporturi transgresive cu depozitele eocen-oligocene. Credem că această confuzie se datorează parcurgerii secvențiale a unor profile, poziția corectă a disodilelor peste gresiile de Kliwa putând fi urmărită numai pe profilul prezentat mai sus.

II.1.3. LAMA DE RABOTAJ ARȘIȚA

Formațiunile de vârstă Oligocen superior și Miocen inferior din Semifereastra Gura-Putnei au fost evidențiate pentru prima dată de Joja (1954, 1955, 1957), ulterior de Filimon și Albu (1957) și Băncilă (1958). În lucrările sale Joja arăta că Miocenul începe succesiunea stratigrafică din unitatea inferioară și că aflorează într-o mică fereastră pe malul drept al Putnei, într-un „vâlcel", la nord de Dl. Măgura și în „Golfulețul Glodu". Depozitele sunt reprezentate de marne verzi, nisipoase și marne verzi satinate, în grosime de 50-60 m.

Băncilă (1958) descrie în Semifereastra Sucevei depozite grezo-conglomeratice, în grosime de cca. 200 m, de vârstă oligocen superioare și depozite miocene (helvețiene, Filimon și Albu, 1957) constituite din marne cenușii, cenușiu-verzui sau roșcate, în alternanță cu gresii cenușii, uneori conglomeratice, cu elemente verzi, care aflorează numai în bazinul Glodului.

Micu și Constantin (1993) separă în coloana miocenă din Semifereastra Gura-Putnei formațiunile de *Gura Șoimului*, *sărată* și *conglomeratică*.

Formațiunea de Gura Șoimului (Miocen inferior) apare în aceeași zonă cu menilitele și disodilele superioare cu care se găsesc în raporturi de continuitate. Depozitele constau din silturi marnoase gri-verzui, argile friabile, marne verzi, gresii nisipoase fine și intercalații foarte subțiri de microconglomerate cu șisturi verzi. Câteodată, în masa argilelor care pot ajunge până la 3–4 m grosime, sunt diseminați galeți de șisturi verzi care formează lamine de 1–3 cm grosime. În baza Formațiunii de Gura Șoimului apar strate subțiri de argile friabile, bituminoase, negre.

Formațiunea Sărată (Miocenul inferior) aflorează în partea sud-vestică a Semiferestrei Gura-Putnei, în bazinul „Golfulețului Glodu", fiind alcătuită din silturi marnoase gri-verzui, uneori argile friabile roșiatice, cu rare intercalații de gresii friabile, cenușii-gălbui și microconglomerate cu elemente de roci verzi. Prezența formațiunii ar fi trădată și de izvoarele cu o mare concentrație de NaCl.

Formațiunea conglomeratică (Miocen inferior) se dezvoltă transgresiv, în principal în partea vestică a zonei, fiind prinsă sub șariajul depozitelor cretacice și paleogene ale Pânzei de Tarcău. Această formațiune anunță o schimbare în condițiile de sedimentare. Conglomeratele cu elemente de șisturi verzi, care predomină, sunt slab cimentate, cu o matrice siltitică, de culoare gri. Aceste conglomerate sunt în general caracterizate de predominanța matricei sau, la cealaltă extremă, a clastelor. Mărimea galeților, de obicei bine rotunjiți, este centimetrică. Rareori sunt prezente fragmente angulare, de dimensiuni 10-15 cm. Gresiile masive, sau

friabile, micacee se asociază cu conglomerate. Gresiile stratificate decimetric, uneori cu laminație oblică la partea superioară, au intercalații centimetrice de argile gri-verzui sau marne verzi.

Se consideră că depozitele conglomeratice de acest tip se extind și la nord de Suceava deoarece pe toți afluenții de stânga ai Sucevei (Ziminel, Balmuș, pârâul Rău) ca și pe interfluvii s-au găsit frecvent fragmente de roci cu elemente de șisturi verzi din structurile conglomeratice transgresive.

Autorii afirmă că poziția transgresivă a Formațiunii conglomeratice în bazinul „Golfulețului" Gura Putnei și pe o serie de afluenți ai Sucevei (Slatina, Nistor, Scorbura, Andronic) este foarte clară.

Cât privește corelarea regională, Formațiunea conglomeratică din Semifereastra Gura-Putnei ar reprezenta echivalentul Conglomeratelor de Almașu din Semifereastra Bistrița. La nord de graniță, poate fi paralelizată cu Conglomeratele de Sloboda, de asemenea transgresive peste depozitele mai vechi, conform datelor preluate din Glusko și Kruglov (1971) și Burov et al. (1974).

Datele de teren coroborate cu analizele de nannoplancton efectuate de noi, din depozitele atașate Formațiunii conglomeratice, ne îndreptățesc să amendăm modelul propus de Micu și Constantin (1993) pentru Semifereastra Gura-Putnei.

Mai întâi se impune precizarea că succesiunea litologică, prezentată de autorii menționați, se regăsește în partea vestică a Semiferestrei, în versantul stâng al Sucevei (pr. Sărăturii) și în versantul drept al Sucevei (pe pr. Nistor și izvoarele pârâului Scorbura). De asemenea, contactul cu depozitele din pat, cel puțin în zona pr. Sărăturii – pr. Nistor – izvoarele pr. Scorbura, nu este de continuitate, dar, după coroborarea tuturor informațiilor, reiese că acest contact este tectonic și nu transgresiv. Eroarea autorilor provine, probabil, din faptul că au interpretat greșit poziția și natura gresiilor masive, cenușii, de sub planul de șariaj al Tarcăului (din versantul stâng al Sucevei, calea ferată), ca fiind gresii de Kliwa din Formațiunea gresiei de Kliwa și că bitumolitele de pe pr. Bostan nu urmează în continuare peste gresiile de Kliwa, ci sunt transgresive peste acestea, aparținând Formațiunii conglomeratice.

O altă problemă care le-a scăpat autorilor se referă la vârsta acestor depozite. Echivalându-le cu Conglomeratele de Almașu, le atribuie, prin consecință, vârsta Burdigalian (Săndulescu et al., 1995; fide Grasu et al., 1999). Ori, noi am efectuat analize de nannoplancton din aceste depozite care indică vârsta Oligocen superior – baza Miocenului.

Contactul tectonic poate fi urmărit suficient de clar în versantul drept al Sucevei (la calea ferată, în sectorul dintre gara Straja și pr. Scorbura), unde depozitele grezo-conglomeratice de vârstă Oligocen superior – baza Miocenului, vin în contact cu depozitele formațiunilor menilitelor inferioare, marnelor bituminoase și disodilelor inferioare, de vârstă Oligocen inferior.

În fine, referindu-ne la situația din „Golfulețul Glodu", terenul este foarte acoperit și nu am putut contura aceste depozite, folosind pentru interpretarea structurii datele din literatură. Însă, suntem foarte reținuți în cazul interpretărilor făcute pe baza fragmentelor de roci de pe clina estică a Culmii Scorbura – Jijia. Fragmentele de diverse constituții petrografice care apar sub culmea Scorbura – Jijia, pot provenii, datorită aranjamentul structural și geomorfologic din Dl. Scorbura (contactul tectonic Tarcău - Vrancea se desfășoară pe versantul estic, pe un traseu pe sub creastă) și din formațiunile de Hangu și Izvor ale Unității de Tarcău. Din acest motiv credem că separarea unor formațiuni sau termeni ai acestora folosind frecvența anumitor fragmente de roci, trebuie privită cu maximă atenție.

Formațiunea de Arșița

Contextul litostructural prezentat mai sus, amendat cu datele noastre lito- și biostratigrafice din Valea Sucevei (pr. Sărăturii, pr. Nistor – izvoarele pr. Scorbura), ne-a

permis să separăm depozitele grezo-conglomeratice de vârstă Oligocen superior – baza Miocenului, drept Formațiunea de Arșița, interpretată ca reprezentând un facies arenito-conglomeratic mai vestic al Oligocen - Miocenului din bazinul Unității de Vrancea. În ce privește depozitele Miocen inferioare din „Golfulețul Glodu" (Joja, 1957; Filimon și Albu, 1957; Băncilă, 1958; Micu și Constantin, 1993), considerăm că urmează în continuitate de sedimentare peste disodilele superioare din flancul SE-ic al anticlinalului Poieni. Și aceasta mai ales datorită faptului că litologia acestor depozite este mult diferită față de succesiunea Formațiunii de Arșița.

Depozitele acestei formațiuni au fost urmărite în versantul stâng al Sucevei, în sectorul Dl. Afinet – pr. Sărăturii și în versantul drept al Sucevei, în sectorul gară Straja – pr. Nistor – izvoarele pr. Scorbura. Partea inferioară a coloanei litologice, ca și cea superioară, este limitată tectonic de falia Arșița și respectiv planul de șariaj al Pânzei de Tarcău (anexele nr. 4, 5, 6). Nota specifică a formațiunii este dată de caracterul grezo-conglomeratic al depozitelor și prezența conglomeratelor elementelor de roci verzi, în partea inferioară și superioară a formațiunii.

Litostratigrafia

Analizând variațiile litostratigrafice din coloana formațiunii, am fost în măsură să separăm trei subunități litologice cu rang de membru: *Membrul de Sărătura*, *Membrul de Suceava* și *Membrul de Nistor* (fig. nr. 87).

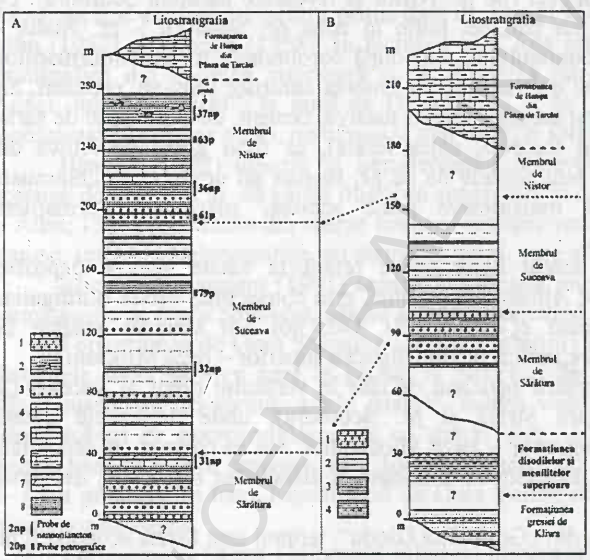


Fig. nr. 87
Coloana litologică a Formațiunii de Arșița în Valea Sucevei, în versantul drept (A) și versantul stâng (B)

A:
1 – conglomerate cu elemente de roci verzi;
2 – nivel de marne cu galeți de roci verzi;
3 – gresii glauconitice litofeldspatice, cu sortare gradată;
4 – gresii calcaroase;
5 – calcare;
6 – calcare argiloase;
7 – marne;
8 – argile;

B: *1 – conglomerate cu elemente de roci verzi; 2 - gresii glauconitice litofeldspatice, cu sortare gradată; 3 – argile; 4 – disodile.*

Membrul de Sărătura a fost separat în versantul stâng al Sucevei, la izvoarele pr. Sărăturii. Aici, în botul Sărăturii aflorează disodilele superioare, după care terenul este acoperit pe cca 70-100 m. Este apoi deschis pe o grosime de cca. 80 m, o succesiune de roci conglomeratice, în bază și gresii, la partea superioară.

Depozitele conglomeratice deschise pe 40 m grosime, sunt reprezentate de conglomerate și microconglomerate cu elemente de roci verzi, prinse într-o matrice siltolutitică, cenușie sau verzuie.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

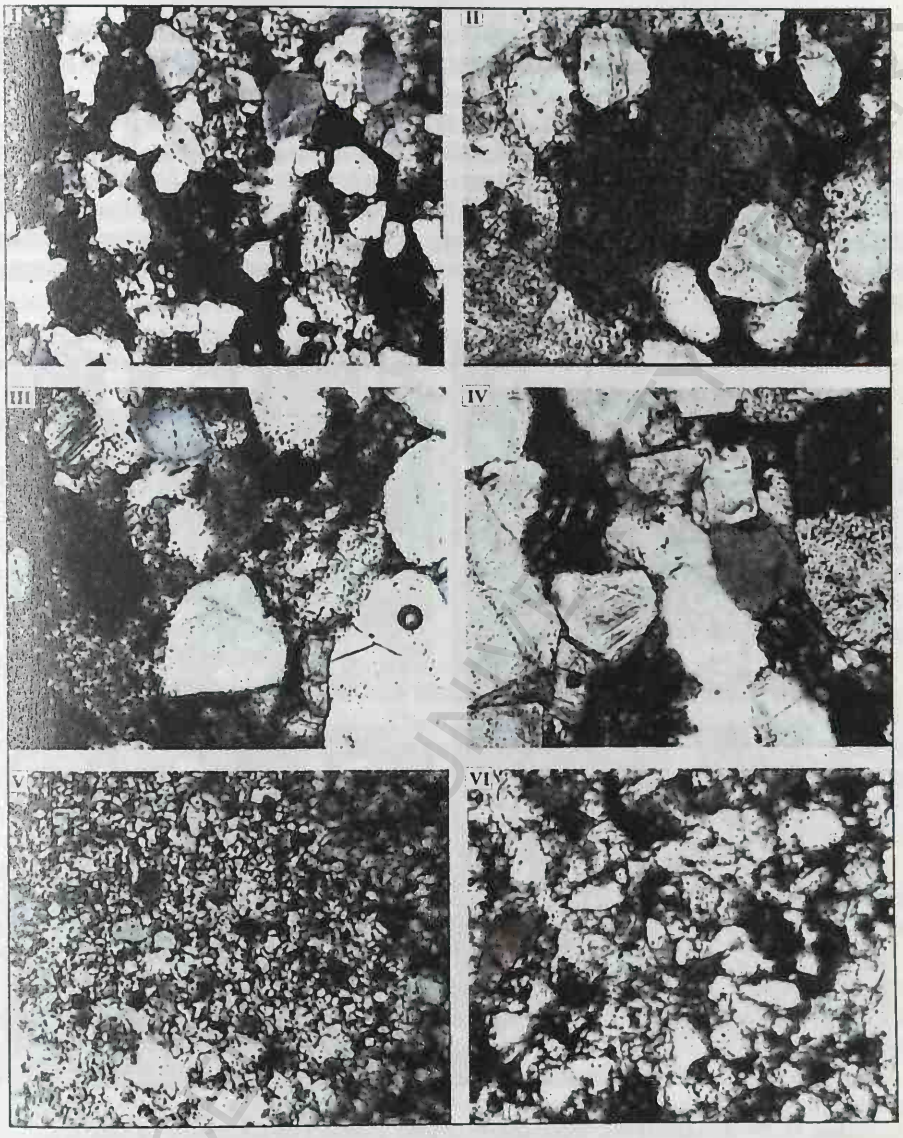


Fig. nr. 88 – Imagini la microscop din secvenţele grosiere şi fin granulare din gresiile de Suceava (Câmpuri: I – extraclaste de cuarţ, litoclaste de cuarţite şi şisturi cuarţitice sericito-cloritoase şi feldspaţi, cu ciment silicios de pori, N-, Ob. 32x; II, III, IV – detalii din câmpul I cu N+, Ob. 100x; V, VI – câmpuri din secvenţele fin granulare, cu cuarţ până la siltic, litoclaste, feldspaţi, glauconit şi oxizi de fier, N+, Ob. 100x)

Galeţii de roci verzi sunt de dimensiuni predominant subcentimetrice, cu un grad mare de prelucrare, rar subdecimetrice. În această stivă se intercalează subordonat gresii negricioase, micacee, în strate de 5-10 cm şi secvenţe silto-lutitice de culoare cenuşie, verzuie sau cenuşiu-verzuie, cu grosimi de 10-30 cm. Conglomeratele şi microconglomeratele ocupă cca. 50% din succesiune.

Peste acestea urmează gresii cenuşii, gălbui sau albicioase, slab calcaroase, fără intercalaţii silto-lutitice, deschise pe o grosime de cca. 50 m, pe care le-am ataşat Membrului de Suceava.

Membrul de Suceava aflorează atât în versantul stâng al Sucevei (pe pr. Sărăturii), cât şi în versantul drept al Sucevei (în sectorul gară – pr. Nistor) şi pe pr. Nistor. Deschiderile cele mai bune sunt cele din versantul drept al Sucevei, unde peste un nivel de 2 m grosime de silto-lutite cenuşii şi verzui cu intercalaţii de gresii calcarose şi gresii cuarţoase gălbui, în strate de 5-30 cm (la calea ferată în apropierea confluenţei pr. Nistor cu r. Suceava), ataşate membrului inferior conglomeratic, urmează în continuitate o succesiune monotonă de gresii, cu o grosime stratigrafică de 150 m.

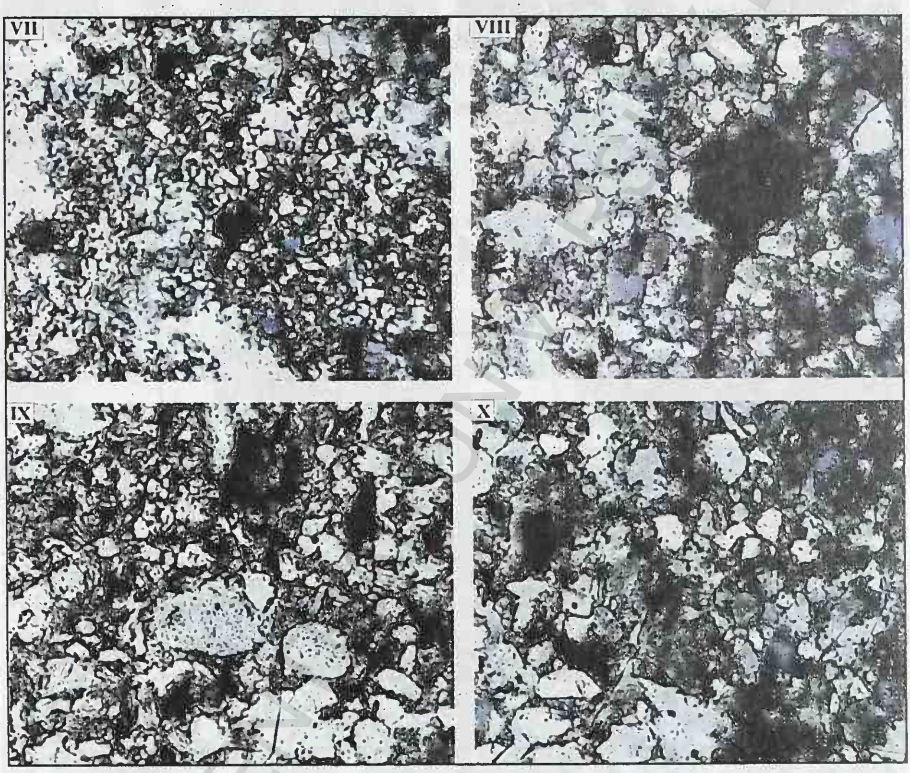


Fig. nr. 89 - Imagini la microscop din secvenţele fin granulare din gresiile de Suceava (VII-X – cuarţ alogen cu dimensiuni până la siltice, litoclaste de cuarţite şi şisturi cuarţitice sericito-cloritoase, feldspaţi, glauconit, mică şi oxizi de fier, cimentate cu calcită micritică, calcedonie sau oxizi de fier)

Gresiile sunt dispuse în strate de 30-70 cm sau bancuri de 2-5 m grosime, cu sortare gradată, în bază căpătând un aspect microconglomeratic, trecând spre varietăţi mediu granulare în partea mediană a bancurilor şi fin granulare la partea superioară. În secvenţele microconglomeratice sunt prezente fragmentele de roci verzi, de dimensiuni milimetrice. Sunt de culoare cenuşie, cu treceri spre gălbuie, asemănătoare macroscopic cu gresiile de tip Scorbura. Supuse testului cu HCl răspund variabil, unele secvenţe făcând efervescenţă altele nu, însă distribuţia acestora nu este regulată. Pe suprafeţele de stratificaţie este frecventă mica. La anumite intervale se intercalează 1–3 strate de 20-40 cm de gresii negricioase sau maronii, calcaroase. Intercalaţiile silto-lutitice sunt cu totul subordonate ca frecvenţă şi grosime

(5-20 cm grosime). Gresiile reprezintă peste 90% din coloana membrului. Sedimentologic se încadrează în categoria turbiditelor de nisip (Einsele, 1992), cu secvențe ternare de tipul microrudit – arenit – siltoarenit și binare cu termenii arenit – siltolutit.

Gresiile grosiere din baza bancurilor și cele fin granulare de la partea superioară, au fost analizate microscopic. În secvențele grosiere se observă litoclaste de roci verzi (20-30%), feldspați (sub 10%) și granule de cuarț (30-60%) rotunjite și subangulare, prinse într-un ciment silicios, subordonat calcitic, de pori. În unele câmpuri cimentul este înlocuit cu o matrice argiloasă. Mineralele autigene sunt reprezentate de glauconit (sub 5%), pirită, calcedonie, calcit și oxizi de fier. Am încadrat aceste roci în categoria gresiilor glauconitice, litofeldspatice (fig. nr. 88, 89).

Membrul de Nistor a fost separat la partea terminală a coloanei formațiunii, dispus în continuare peste gresiile de Suceava. La partea superioară este limitat tectonic, fiind acoperit de depozitele Formațiunii de Hangu ale Pânzei de Tarcău. Grosimea stratigrafică apreciată a membrului este de 80 m. Aflorează în zona de izvoare a pr. Scorbura și pr. Nistor.

Coloana debutează cu o alternanță de gresii negricioase, micacee, grosiere, cu sortare gradată, în strate subțiri de 3-10 cm, peste care urmează o alternanță de silto-lutite, cenușii-verzui sau cenușii-negricioase, cu microconglomerate cu elemente de roci verzi, cu matrice cenușiu-verzuie și strate de 1-3 cm de calcare cenușii. Peste acest nivel în grosime de 22 m, se dispun marne verzui sau verzui-negricioase, cu intercalații rare și subțiri de gresii negricioase micacee (1-3 cm). Spre partea superioară a deschideri apare un nivel interesant, de 3 m grosime, de fragmente de marne albicioase, cu o plasticitate medie, prinse în marne și argile cenușii-verzui, plastice.

Partea superioară a acestei secțiuni este acoperită de deluvii sub Culmea Scorbura, în zona conturului de eroziune al șariajului Pânzei de Tarcău peste Pânza de Vrancea.

În varietățile fin granulare se remarcă procentul crescut de materialul alogen siltic (cuarț, feldspați și litoclaste), prinse în unele plaje într-un ciment calcitic, în altele calcedonic și procentul sporit de oxizi de fier (fig. nr. 89).

Biostratigrafia

Din intercalațiile silto-lutitice ale Formațiunii de Arșița am recoltat 4 probe pentru analizele de nannoplancton, din profilul deschis în versantul drept al Sucevei, de la confluența pr Nistor cu r. Suceava până în zona de izvoare a pr. Scorbura (fig. nr. 87).

Din probele prelevate s-a pus în evidență o asociație bogată de nannoplancton calcaros, constituită din 27 de taxoni. În această asociație, pe lângă taxonii cu o distribuție stratigrafică largă și fără importanță deosebită pentru stabilirea vârstei, se remarcă prezența următoarelor specii, cu o semnificație biostratigrafică relevantă pentru datarea depozitelor:

- *Helicosphaera euphratis*, care dupa Perch–Nielsen (1983) se dezvolta din Biozona NP_{14}, înregistrând extincția în Biozona NN_1. Mészáros et al. (1991) citează acest taxon în biozonele NP_{24} și NP_{25}, la finele căreia dispare. Ionesi et al. (1988, 1989, 1990) citează același taxon în biozonele NP_{25} și NN_1;
- *Helicosphaera recta* este menționată de către Perch –Nielsen (1983) în Biozona NN_1 subzonele a și b. Lebenson (1973) citează taxonul în biozonele NP_{24} și NP_{25}. Ionesi et al. (1989) îl menționează în Biozona NP_{25}, iar Mészáros et al. (1991) o citează cu exemplare rare în Biozona NP_{23}, în Biozona NP_{24} cu dezvoltare maximă, pentru ca ultimele exemplare să mai apară în biozona NN_1;
- *Cribrocentrum coenurums* se dezvoltă între biozonele NP_{16}-NP_{24}, la finele căreia Perch-Nielsen (1983) considera că se produce extincția taxonului;
- *Sphenolithus pseudoradians* își începe evoluția din Biozona NP_{15} și are extincția în Biozona NP_{24} Perch-Nielsen (1983), iar Mészáros et al. (1991) îl citează printre taxonii comuni Biozonei NP_{23};

- *Sphenolithus ciperoensis* este taxonul marcator pentru Biozona NP_{25}, însă apare încă din Biozona NP_{24} (Perch-Nielsen, 1983; Mészáros et al., 1991; Baldi-Becke, 1983), iar ultimele forme sunt înregistrate în Biozona NN_1 (Perch-Nielsen, 1983; Mészáros et al., 1975; Ionesi et al., 1995) sau chiar NN_2 după Ştefănescu et al. (1979);

- *Dictioccocites bisectus* evoluează din Biozona NP_{17} până în Biozona NP_{25} (Perch–Nielsen, 1983; Ionesi et al., 1993) şi este citat de către Gheţa et al. (1976) în Biozona NP_{23};

- *Chiasmolithus altus* apare pentru prima dată în partea mediană a Biozonei NP_{22} şi are extincţia în Biozona NP_{25}, subzona b Perch-Nielsen (1983);

- *Cyclicargolithus abisectus* evoluează între biozonele NP_{24}-NN_1 (Perch-Nielsen, 1983; Ionesi et al., 1993) şi este menţionat de către Mészáros et al. (1991) ca fiind un taxon comun biozonelor NP_{24}-NP_{25};

- *Reticulophenestra lockerii* are un interval scurt de evoluţie, cu apariţie în Biozona NP_{25} şi dispariţie la finele Biozonei NN_1 (Perch-Nielsen, 1983). Lebenson (1973), citează taxonul ca evoluând în biozonele NP_{24}-NP_{25}. Mészáros (1975) precizează faptul că taxonul apare în baza Biozonei NP_{24}, iar Mészáros et al. (1991) menţionează faptul că acesta dispare în Biozona NP_{25};

- *Triquetrorhabdulus carinatus* este taxonul marcator care dă şi denumirea Biozonei NN_1 şi evoluează din Biozona NP_{25} până în baza Biozonei NN_2 (Perch-Nielsen, 1983; Mészáros et al., 1991; Ionesi et al., 1991,1993);

- *Triquetrorhabdulus milowi* îşi începe evoluţia din Biozona NP_{25} şi are extincţia în Biozona NN_7 (Perch-Nielsen, 1983);

- *Discoaster cf druggi* este taxonul marcator pentru Biozona NN_2 şi evoluează până în Biozona NN_5 (Perch-Nielsen, 1983). Mészáros et al. (1991) menţionează că primele exemplare apar încă din Biozona NN_1 alături de ceilalţi taxoni comuni biozonei.

În conformitate cu biozonarea standard, depozitele din care au fost prelevate probele pot fi încadrate din punct de vedere al conţinutului în nannoplancton calcaros în biozonele NP_{25}, NN_1 şi posibil baza biozonei NN_2, conferind depozitelor vârsta Oligocen superior – baza Miocenului inferior.

Încercând să corelăm biostratigrafic depozitele Formaţiunii de Arşiţa, trebuie să facem apel la o serie de studii în care s-a analizat vârsta formaţiunilor de Gura Şoimului şi de Vineţişu.

Vârsta formaţiunii de Gura Şoimului a fost stabilită pe baza foraminiferelor planctonice şi a nannoplanctonului calcaros, în studiile efectuate de Ionesi şi Gheţa (1978), Dicea şi Dicea (1980), Micu et al. (1984), Ionesi şi Bogatu (1986), Ionesi şi Mészáros (1990), Brustur şi Alexandrescu (1990), Ionesi (1991).

Ionesi şi Gheţa (1978) şi Ionesi şi Bogatu (1986) pun în evidenţă o faună de microforaminifere autohtonă cu *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus*, *G. immaturus*, *G. sicanus*, care indică vârsta Burdigalian inferior, iar Ionesi şi Gheţa (1978) determină pentru prima dată din depozitele din baza Formaţiunii de Gura Şoimului (Semifereastra Humorului) o faună de nannoplancton cu *Sphenolithus belemnos*, *Helicosphaera kamptneri*, *H. ampliapertua*, *Reticulofenestra lockeri*, care revin părţii terminale a biozonei NN_3 şi bazei biozonei NN_4.

Dicea şi Dicea (1980) pune în evidenţă din depozitele de Gura Şoimului în semiferestrele Bistriţa şi Slănic-Oituz taxonii *Helicosphaera kamptneri*, *H. ampliapertua*, *Sphenolithus belemnos* şi *Discoaster druggi*, caracteristică pentru biozona NN_2.

Micu et al. (1984) consideră că cea mai mare parte a nannoplanctonului din Formaţiunea de Gura Şoimului este remaniată, asociaţia autohtonă fiind numai cea de la partea superioară cu *Helicosphaera carteri*, *H. ampliapertua*, *H. transylvanica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, încadrată la biozona NN_3.

Ionesi şi Mészáros (1990), în Semifereastra Humorului determină din Formaţiunea de Gura Şoimului, sub „tuful de Slatina", o asociaţie de nannoplancton caracteristică Biozonei

NN_2 (cu *Helicosphaera kamptneri* şi *H. carteri*) şi din depozitele de peste nivelul de tuf o faună încadrată la biozonele NN_2 şi baza NN_3 (cu *Discoaster druggi*, *Helicosphaera kamptneri*, *H. ampliapertura*).

Ionesi (1991) pe baza datelor existente corelează depozitele miocene din unităţile de Tarcău şi Vrancea, concluzionând următoarele:

- Formaţiunea de Gura Şoimului este mai nouă decât cea de Vineţişu, fiind echivalentă cu cea de Cornu;
- Formaţiunea de Gura Şoimului din Semifereastra Slănic-Oituz este echivalentă cu cea din molasa pericarpatică, ceea ce vine în acord cu datele prezentate;
- Formaţiunea de Podu Morii şi cea de Vineţişu nu sunt sincrone, conform datelor oferite de asociaţiile de plante fosile din calcarul de Jaslo din văile Buzăului şi Teleajenului (Brustur şi Alexandrescu, 1990).

Având în vedere discuţia de mai sus şi datele pe care le avem până în prezent, putem corela depozitele Formaţiunii de Arşiţa cu cele ale Formaţiunii de Gura Şoimului, Formaţiunii de Vineţişu şi eventual cu partea superioară a Formaţiunii disodilelor superioare.

LIMITA OLIGOCEN - MIOCEN

Limita Oligocen - Miocen a constituit un subiect de discuţie dificil, care şi-a găsit rezolvarea mai târziu prin acumularea de material litostratigrafic şi biostratigrafic suficient cantitativ, material care a reprezentat baza de plecare pentru sinteza unui punct de vedere valid, în acord cu datele existente pentru întreg bazinul de sedimentare al Flişului extern.

Pe arealul Pânzei de Tarcău, într-o primă etapă, după conţinutul în foraminifere şi bivalve, o serie de cercetători precum Voicu (1953), Elena Popa (1960), Bombiţă et al. (1975) trasează limita Oligocen - Miocen în baza Formaţiunii de Cornu sau în cuprinsul gipsurilor inferioare. Acest punct de vedere a fost corectat odată cu intensificarea cercetărilor conţinutului de nannoplancton calcaros din partea superioară a coloanei litologice a flişului extern.

Martini şi Lebenzon (1971), Lebenzon (1973) analizează nannoplanctonul calcaros din formaţiunile de Vineţişu şi Fusaru din bazinul Tarcăului şi atribuie partea terminală a depozitelor de Fusaru şi a celor de Vineţişu biozonelor NN_1-NN_3. În aceste condiţii limita s-a trasat în cuprinsul părţii superioare a gresiei de Fusaru.

Ionesi şi Mészáros (1989, 1990) studiază nannoplanctonul calcaros din sectorul nordic al Pânzei de Tarcău (bazinul Moldoviţei), din Membrul superior al calcarului de Jaslo şi Formaţiunea de Vineţişu. Din Membrul superior al calcarului de Jaslo s-a separat o asociaţie cu *Sphenolithus ciperoensis*, caracteristică pentru Biozona NN_1 (Chattian). Din Formaţiunea de Vineţişu s-au studiat asociaţiile din cei trei membri, rezultând:

- din membrul inferior – asociaţia cu *Sphenolithus ciperoensis* - Biozona NP_{25}, şi asociaţia cu *Helicosphaera euphratis*, *H. recta*, *Reticulofenestra bisecta*, *Discolithina enormis* – pentru care este greu de apreciat apartenenţa la una din biozonele NP_{25} sau NN_1;
- din membrul median – asociaţia cu *Triquerorhabdulus carinatus* – Biozona NN_1;
- din membrul superior – asociaţiile identificate nu aduc precizări suplimentare;

Ca urmare autorii trasează limita Oligocen - Miocen în partea terminală a Membrului inferior al Formaţiunii de Vineţişu.

Melinte (1993) studiază în bazinul Buzăului limita Oligocen - Miocen şi pe baza asociaţiei de nannoplancton calcaros caracteristic biozonelor NP_{25} şi NN_1, determinat din Formaţiunea de Vineţişu (litofaciesul de Pucioasa), trasează limita Oligocen - Miocen sub tuful de Vineţişu. În litofaciesul de Kliwa, bazându-se şi pe detaliile litostratigrafice şi comentariile privind limita Oligocen - Miocen făcute de Ştefănescu et al. (1990, 1993), consideră că limita biozonelor NP_{24} şi NP_{25} se plasează în baza Formaţiunii de Podu Morii sau în cuprinsul „stratelor de Topile" de sub Formaţiunea Podu Mori (deasupra nivelului superior

al calcarului de Jaslo). Aceeaşi interpretare o dă şi Micu et al. (1993), poziţionând limita Oligocen - Miocen în partea inferioară a Formaţiunii Podu Morii.

Pentru prezentarea acestei chestiuni pe aria Pânzei de Vrancea, am făcut apel la concluziile şi punctele de vedere exprimate de Ionesi şi Gheţa (1978), Dicea şi Dicea (1980), Ionesi şi Mészáros (1989, 1990), Ionesi (1991), Ionesi et al. (1978, 1986, 1988, 1999).

Pe acest areal Formaţiunea de Vineţişu nu s-a depus, echivalentul litostratigrafic al acesteia fiind, în raport cu poziţia calcarului de Jaslo, disodilele superioare. Limita în această Pânză se trasează pe baza microfaunei de foraminifere şi nannoplancton calcaros identificat în formaţiunea de Gura-Şoimului de către Ionesi şi Gheţa (1978), Dicea şi Dicea (1980), Ionesi şi Bogatu (1986), Ionesi et al. (1999), Bogatu (1999).

Ionesi şi Gheţa (1978) consideră vârsta Formaţiunii de Gura-Şoimului, Acvitanian terminal-Burdigalian inferior, pe baza asociaţiei cu *Sphenolithus belemnos*, *Helicosphaera kamptneri*, *Helicosphaera ampliapertua*.

Dicea şi Dicea (1980) identifică în această formaţiune, în bazinul Tazlăului, o asociaţie de nannoplancton cu *Discoaster druggi*, *Sphenolithus belemnos*, *Helicosphaera* Kamptneri, *Helicosphaera ampliapertua*, considerată caracteristică pentru Biozona NN_2.

Ionesi şi Bogatu (1986) semnalează în depozitele miocene o microfaună cu specii remaniate din depozitele cretacice şi paleogene alături de speciile autohtone reprezentate prin *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus*, *G. immaturus*, *G. sicanus*. Aceste specii atestă vârsta Burdigalian inferior.

Urmărind cele prezentate mai sus, se poate afirma că Formaţiunea de Gura-Şoimului nu depăşeşte Biozona NN_2, eventual baza Biozonei NN_3, cu *Discoaster druggi*.

Ionesi (1991), Ionesi et al. (1999) şi Bogatu (1999) studiază problema limitei Oligocen - Miocen în semifereastra Sucevita. Autorii studiului separă din membrul de Tocila şi disodilele de sub acestea o asociaţie de nannoplancton calcaros cu 18 taxoni, care argumentează existenţa biozonei NN_1 (*Triquetrorhabdulus carinatus*, *Zygrablithus bijugatus*, *Cyclicargoltihus abisectus*, etc.).

Semnificaţia biostratigrafică a nannoplanctonului calcaros din Membrul de Tocila şi din partea superioară a disodilelor superioare, plasează limita Oligocen - Miocen, în cuprinsul acestui membru (biozonele NP_{25}-NN_1).

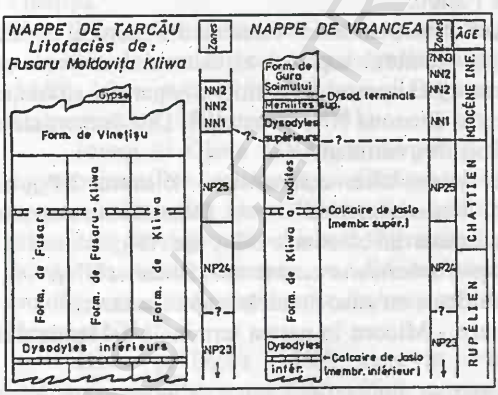


Fig. nr. 90

Biozonele de nannoplancton caracteristice la limita Oligocen-Miocen, în pânzele de Tarcău şi Vrancea (după Ionesi, 1991)

Bogatu (1999) încearcă pe baza datelor din literatură şi observaţiilor proprii o corelare a depozitelor Oligocen superioare şi Miocen inferioare din aria pânzelor de Tarcău şi Vrancea, ajungând la aceleaşi concluzii ca şi Ionesi (1991) (fig. nr. 90). Astfel, partea superioară a Formaţiunii de Vineţişu este echivalentă cu partea superioară a membrului de Tocila şi disodilele de peste aceasta. În zonele sudice, echivalente ar fi o parte din „stratele de Topile" şi Formaţiunea de Podu Morii.

II.2. TECTONICA

Discuția asupra tectonicii zonei Suceava – Putna – Brodina implică două aspecte: unul legat de prezentarea elementelor plicative și rupturale identificate de noi în zonă și altul care presupune corelarea elementelor structurale conturate cu cele din regiunile adiacente, situate la sud de Valea Putnei (bazinele Sucevița și Moldovița) și la nord de Valea Sucevei, în Ucraina. Dacă primul aspect se referă la o zonă limitată și are menirea să ordoneze unitățile litologice cartate într-un eșafodaj structural coerent și logic, printr-o întreprindere descriptivă aparent facilă, prezentarea celui de al doilea aspect determină întotdeauna reacții paradoxale. Pe de o parte, încadrând zona într-un model tectonic, se dă credit unui anumit concept de evoluție geotectonică și paleogeografică a domeniului flișului, agreat la un moment dat de o majoritate în știința geologică românească și, în același timp, se atrag criticile adepților altor arhitecturi structurale. Din punct de vedere al conceptelor fundamentale, sarcina noastră este ușoară, deoarece nimeni astăzi nu mai contestă structura în pânze de șariaj a flișului carpatic și corelarea unităților tectonice majore din Carpații polonezi, ucraineni și românești. În ce privește dezvoltarea elementelor structurale din zonă spre sud și nord, literatura românească este mai bogată pentru regiunea sudică, unde cercetările foarte numeroase au fost finalizate cu un număr foarte mare de lucrări. Spre nord am întâmpinat dificultăți serioase, deoarece pentru arealul de la nord de frontieră nu am avut lucrări care să ne permită să facem o legătură documentată cu zona Ceremuș.

În prezentarea tectonicii regiunii ne-am bazat pe o serie de lucrări referitoare la zona Suceava – Putna – Brodina și la cele limitrofe, precum și pe o serie de sinteze care ne-au facilitat înțelegerea și argumentarea modelului structural propus de noi. Dintre acestea este obligatoriu să le amintim pe cele a lui Mrazec și Voitești (1914, fide Băncilă, 1958), Voitești și Mrazec (1929, fide Băncilă, 1958), Atanasiu (1952), Joja (1952, 1953, 1954, 1955, 1957, 1960), Joja et al. (1967, 1968), Băncilă (1952, 1953, 1954, 1955, 1958), Băncilă și Hristescu (1963), Băncilă și Agheorghiesei (1964), Cernea (1952, 1954, 1955), Dumitrescu (1952), Dumitrescu et al. (1956, 1966, 1970), Contescu (1974), Csontos (1998, 2004), Dicea (1967, 1974), Dicea et al. (1966, 1969), Ionesi (1961, 1968, 1971, 1979, 2004), Ionesi și Grasu (1976, 1986, 1993), Bucur (1980), Mațenco et al. (2003), Micu (1981), Săndulescu (1962, 1972, 1980, 1984), Săndulescu și Micu (1986, 1989), Săndulescu et al. (1962, 1971, 1981, 1987, 1991), Micu și Constantin (1993), Ellouz și Roca (1994), Ellouz et al. (1994), Lafargue et al. (1994), Grasu et al. (2002).

Privitor la evoluția cunoașterii tectonicii zonei de fliș a Orogenului carpatic, preocupările sunt foarte vechi. Studiul lucrărilor prezentate mai sus ne obligă, fără să repetăm istoricul cercetărilor deja prezentat, să subliniem minim trei etape. Prima ar fi cea „intuitivă", când fără date de adâncime se impune conceptul „pânzist" al structurii Orogenului carpatic de către Ulig (1903, 1907) și Murgoci (1905, 1910, fide Săndulescu, 1984), moment care dirijează cercetările geologilor români în acest sens.

Următoarea etapă ar putea fi considerată din momentul apariției lucrării „Orogeneza și sedimentarea în Carpații Orientali din Republica Populară Română" (Atanasiu, 1952), în care, pe baza cercetărilor întreprinse de Mrazec (1907, 1910), Agrand (1916, fide Atanasiu, 1952), Athy (1930, fide Atanasiu, 1952), formulează „legile de orogeneză", care rămân, cu amendamentele de rigoare, valabile și astăzi: legea diapirismului („*... într-o zonă de cutare formată din depozite de tipul flișului, primele cute care apar în partea superioară a zonei sunt cute cu caracter diapir*"), legea asimetriei („*În partea superficială a zonelor de orogeneză, atât fruntea blocurilor care dau presiunea tangențială, cât și cutele care se formează sunt aplecate către depresiunile de sedimentare*"), legea migrației zonelor de sedimentare („*În cutare, ariile de sedimentare se fragmentează în zone longitudinale a căror lărgime este aproximativ egală cu lungimea de undă a cutelor inițiale, și care zone, succesiv, se ridică și funcționează față de restul ariei ca și blocul intern. Aceste zone măresc cuprinsul blocului intern și în același timp împing înainte aria principală de sedimentare*") și legea cordilierelor

(*„În orice zonă de orogeneză de felul acelor în care se sedimentează depozite de tipul Flişului apar <cordiliere> în jurul cărora sedimentarea are un regim şi un aspect specific*").

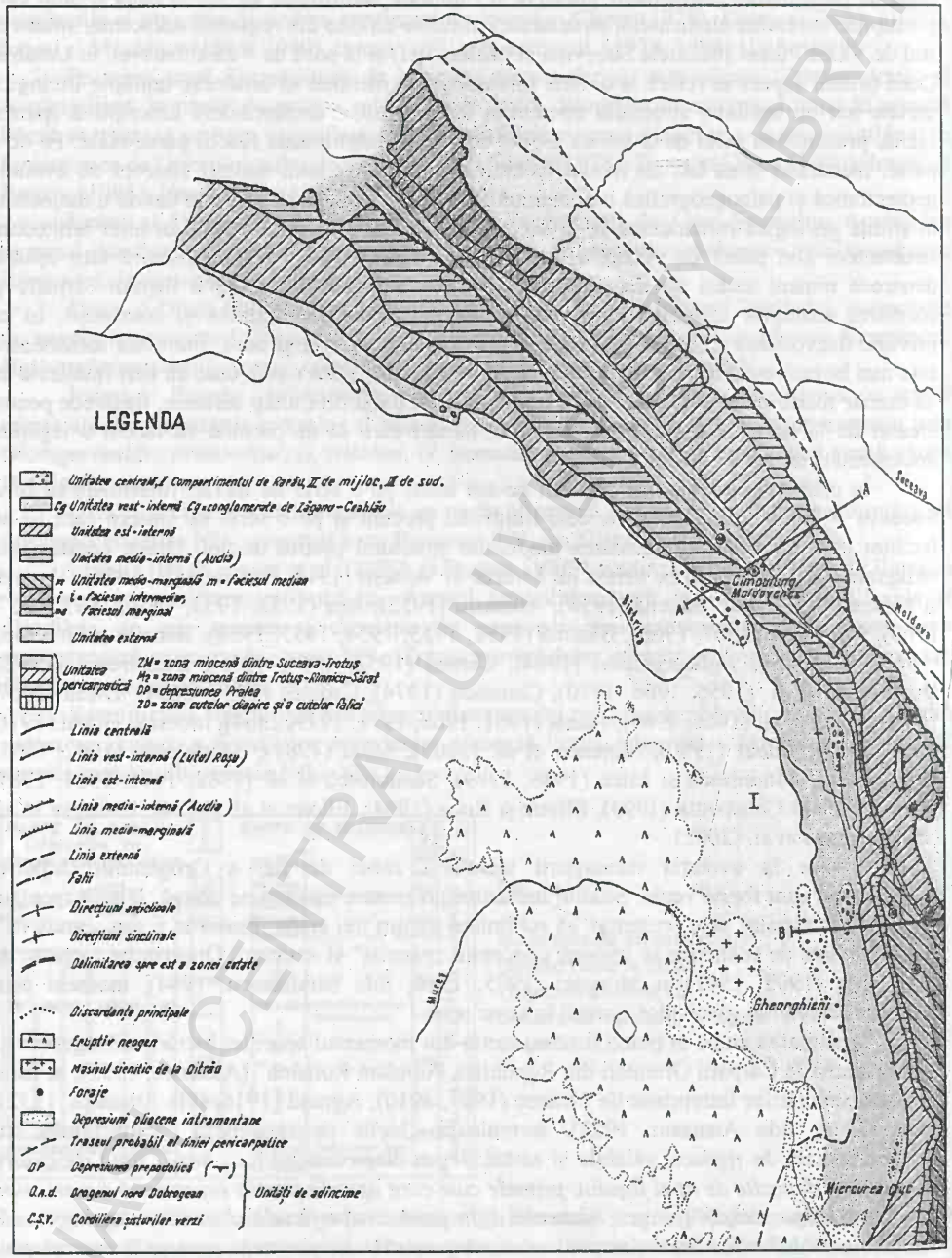


Fig . nr. 91 – Unităţile tectonice ale flişului după Agheorghiesei et al. (1967)

Paşii ulteriori din această etapă sunt dominaţi de cercetările orientate în scopul descifrării arhitecturii tectonice a flişului, conturarea unităţilor tectonice majore şi precizarea

raporturilor între limitele faciesurilor heteropice şi tectonice. Ca o încununare a cercetărilor din această etapă apare sinteza „Geologia Carpaţilor Orientali" (Băncilă, 1958), care nu poate fi ignorată în nici un demers de cunoaştere. Conform concepţiei autorului, în Carpaţii Orientali se separă 7 unităţi structurale de gradul I, şi anume: Unitatea centrală (Carpaţii centrali), Unitatea vest-internă (Flişul vest-intern), Unitatea est-internă (Flişul est-intern), Unitatea medio-internă (Flişul medio-intern), Unitatea medio-marginală (Flişul median, intermediar şi marginal), Unitatea externă (Flişul extern) şi Unitatea pericarpatică (fig. nr. 12, 91). Cu referire la raporturile dintre Unitatea medio-marginală şi Unitatea externă, se arată că cea din urmă este în poziţie de autohton şi este acoperită în unele sectoare în totalitate de Unitatea medio-marginală, situaţie în care vine în contact direct cu Unitatea pericarpatică. În alte cazuri, aflorează de sub cea superioară, conturându-se o serie de semiferestre, ferestre tectonice şi petice de acoperire: semiferestrele Sucevei, Bistriţei, Oituz-Slănic şi Putna-Vrancea, fereastra Dumesnic, etc.

Ionesi (1968) luând în discuţie dificultăţile de urmărire şi corelare a litofaciesurilor şi unităţilor tectonice din zona flişului, propune separarea pe criterii poziţionale a zonelor interne şi externe ale flişului, în cadrul cărora unităţile tectonice să-şi păstreze denumirile geografice cu sens larg (de exemplu Pânza de Ceahlău, sens Dumitrescu et al., 1962, pentru Unitatea vest-internă; Pânza de Tarcău, sens Dumitrescu, 1952, pentru Unitatea medio-marginală). Pentru Unitatea externă autorul consideră potrivită denumirea de Pânza de Vrancea, iar pentru litofaciesurile eocene ale Pânzei de Tarcău sunt indicate denumirile de Tarcău, Tazlău şi Doamna. Pentru cele oligocene sunt indicate denumirile de Fusaru, Kliwa, Pucioasa, care derivă din tipul litologic caracteristic.

Din anii 1970 până în prezent, în a doua etapă, direcţiile cercetărilor tectonice au fost îndreptate spre studiile de mare detaliu ale unor zone, corelarea unităţilor tectonice de-a lungul catenei carpatice si acordarea evoluţiei geotectonice a Orogenului carpatic cu conceptul tectonicii globale.

În urma unor cercetări de detaliu întreprinse în bazinul Moldovei şi Suceviţei se completează imaginea structurală asupra Pânzei de Vrancea. Astfel se conturează Semifereastra Humor, în bazinul Moldovei (Ionesi,1961, 1971, 1979) şi Semifereastra Sucevita, extinsă între pâraiele Solca, în sud şi Gura Putnei în nord (Ionesi şi Florea, 1984; Ionesi şi Grasu, 1986). De asemenea se întreprind studii asupra pânzelor de Tarcău şi de Vrancea în bazinul Sucevitei (Micu, 1981; Florea, 1999, Bogatu, 1999), iar în Semifereastra Gura-Putnei, se detaliază şi completează modelul geologic prezentat de Joja (Micu şi Constantin, 1993).

Promotorul unui model geotectonic carpatic în acord cu conceptul tectonicii globale şi integrarea „modelului structural al Carpaţilor" în contextul geologic al catenelor alpine, revine indiscutabil lui Săndulescu. Seria numeroaselor studii şi cercetări ale teritoriului României, parţial enumerate mai sus, au constituit baza lucrării de sinteză „Geotectonica României", editată în 1984. Despre această apariţie, Anastasiu (1985) spunea că *„Astăzi, când <tectonica plăcilor> operează ca un concept global, o asemenea carte trebuia să-şi tragă <seva> din acest <motor al litosferei> ... şi şi-o trage."*

În ce priveşte Pânza de Tarcău şi Pânza cutelor marginale se prezintă caracterul plurifacial, aspectele structurale şi tectogenetice ale acestora. În acest sens, în Pânza de Tarcău sunt conturate digitaţiile gresiei de Tarcău, Ciunget – Sboina Frumoasă, Tazlău – Valea Rea şi externă (fig. nr. 94), iar în Pânza cutelor marginale digitaţiile Pocuţia – Greşu (internă) şi Bistriţa – Coza (externă). Privitor la momentele tectogenetice principale ale celor două unităţi tectonice, se arată că au avut loc în Burdigalian (tectogeneza stirică veche) şi Badenian (tectogeneza stirică nouă). Mai târziu, ambele unităţi au făcut corp comun cu Pânza subcarpatică şi au fost şariate în Sarmaţian peste vorland.

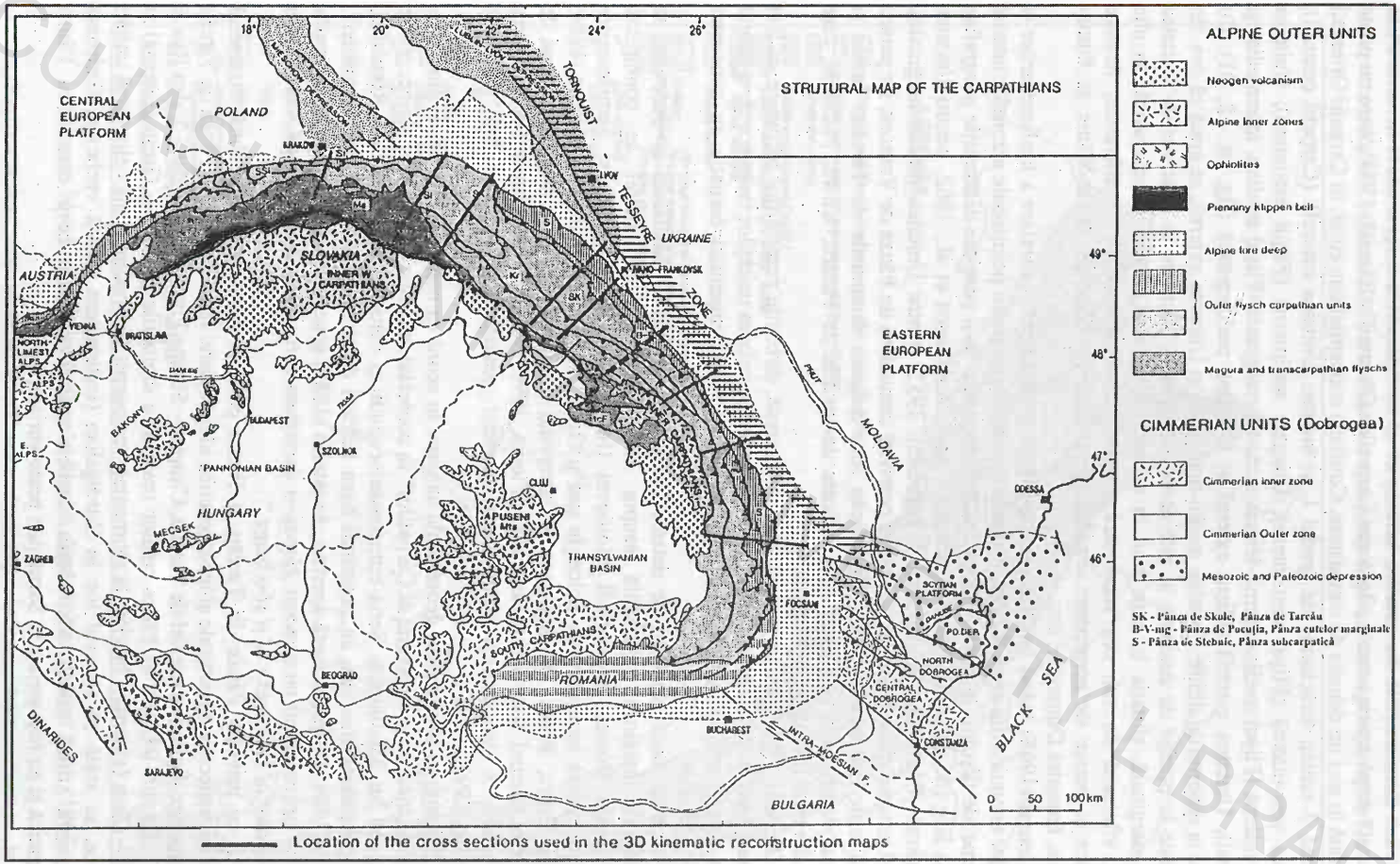


Fig. 92 – Corelarea unităţilor tectonice ale flişului carpatic după Ellouz şi Roca (1994)

BCU IAŞI ... TY LIBRARY

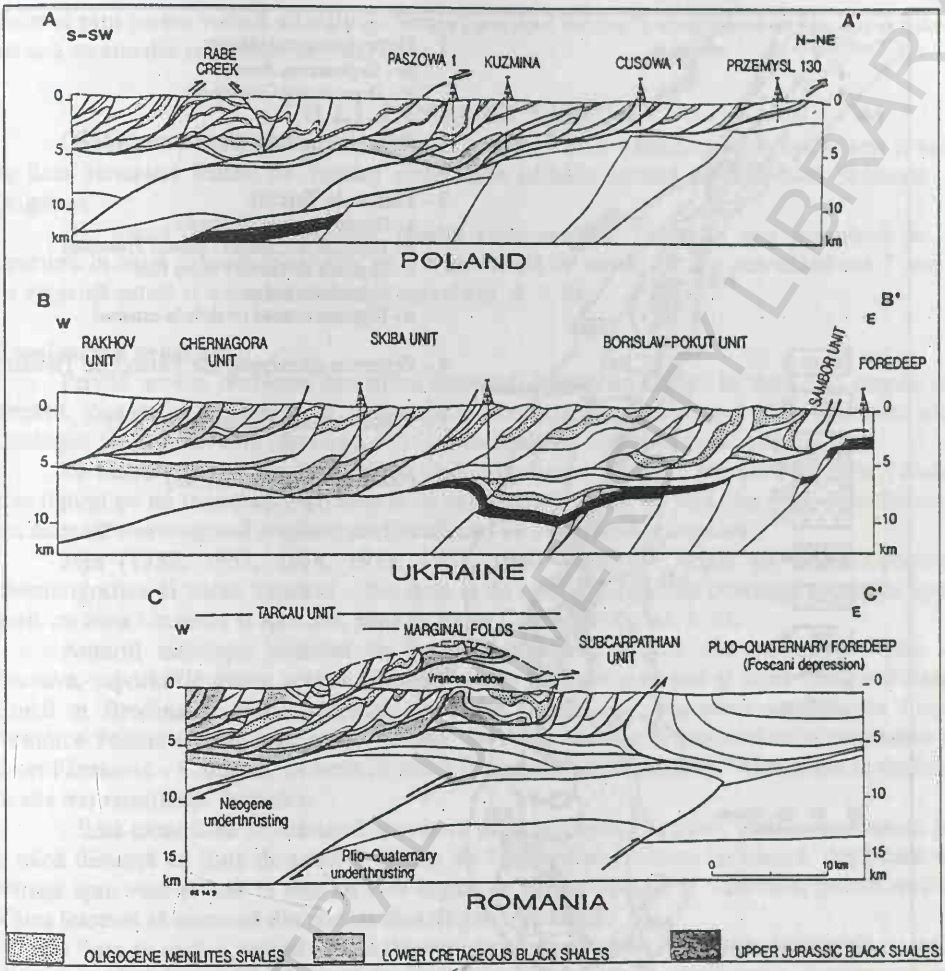


Fig. nr. 93 – Secțiuni geologice prin flișul extern carpatic după Ellouz și Roca (1994)

Corespondența spre nord de frontieră a pânzelor flișului extern (Săndulescu, 1984; Ellouz și Roca, 1994, Lafargue et al., 1994), este următoarea: pânza de Audia se prelungește în pânza de Cernahora; pânza de Tarcău = zona skibelor și depresiunea Krosno = pânzele de Skole, subsileziană și silezianã; pânza cutelor marginale = pânza de Pocuția – Borislav. Pânza subcarpatică se continuă în nord cu unitățile Sambor și Stebnik, până la vest de Przemysl de unde Unitatea Stebnik este acoperită de Pânza de Skole (fig. nr. 99).

De altfel, Săndulescu (1984) și Lafargue et al. (1994) sugerează pe secțiunile care însoțesc textul că, inițial, Pânza de Tarcău și Skole au acoperit integral cel puțin Pânza cutelor marginale, semiferestrele fiind descoperite ulterior prin eroziune (fig. nr.100).

În zona Suceava – Putna – Brodina aflorează depozite care aparțin la două unități tectonice majore, cu rang de pânză: în partea de est, în Semifereastra Gura–Putnei, Pânza de Vrancea (sens Ionesi, 1968; = Pânza cutelor marginale, Săndulescu, 1984) și în vest, Pânza de Tarcău. Din punctul de vedere al poziției ariei de formare ale pânzelor de Tarcău și de Vrancea în bazinul flișului, acestea se încadrează la domeniul flișului extern (Ionesi, 1968) și la moldavide pe criterii tectogenetice, structura și șariajele majore ale acestora fiind realizate în tectogenezele miocene.

Fig. nr. 94 – Digitaţiile Pânzei de Tarcău după Săndulescu (1984)

Separarea celor două unităţi în Valea Sucevei şi trasarea conturului de eroziune a Semiferestrei Gura-Putnei, aşa cum este figurată pe Harta geologică 1:200.000, foia 5 Rădăuţi, este meritul lui Joja (1954, 1955, 1957, 1960). Referindu-se la şariajul Unităţii superioare la nord şi sud de r. Suceava, Joja (1955) arăta că *„Senonianul inferior încalecă în dreptul Pîrîului Slatina* (= pr. Sărăturii, n.n.), *direct peste Oligocenu superior conglomeratic al Unităţii inferioare. Acelaşi Senonian inferior se continuă şi pe malul drept al Sucevei la E de gara Straja-Ferestrău, unde stă peste gresiile micafere ale Oligocenului superior ... Linia de încălecare a Senonianului peste Oligocenul de pe P. Slatinei din Straja este prelungirea liniei de şariaj din Semi-fereastra de la Gura Putnei*".

Din datele noastre de teren rezultă că fruntea şariajului Pânzei de Tarcău urmăreşte în partea de sud versantul drept al pr. Gura Putnei, pe o direcţie NE-SW, până în zona de izvoare a pr. Glodu, apoi se îndreaptă spre NNW, pe sub culmile Scorbura şi Lomul, traversând Valea

Sucevei prin partea vestică a localității Straja („capătul satului"), ceea ce coincide într-o mare măsură cu situația prezentată de Joja.

II.2.1. PÂNZA DE TARCĂU

Depozitele Pânzei de Tarcău în zona Suceava – Putna – Brodina aflorează la vest și sud de linia șariajului Pânzei de Tarcău, alcătuind o coloană extinsă pe intervalul Senonian – Oligocen.

Din punct de vedere tectonic, arealul corespunzător Tarcăului este complicat de o structură în solzi și lame de rabotaj, pe o transversală de numai 12 km succedându-se 7 solzi cu vergență estică și o lamă de rabotaj (anexele nr. 4, 5, 6).

Considerații generale

Privită istoric, problema descifrării tectonicii Pânzei de Tarcău în zonă este simplu de urmărit, deoarece se rezumă la informațiile existente pe manuscrisul Hărții Comitetului Geologic, scara 1:500.000 (fide Joja, 1955) și lucrările lui Joja enumerate mai sus.

Pe manuscrisul Hărții Comitetului Geologic scara 1:500.000, șariajul Pânzei de Tarcău este figurat pe un traseu aproape identic cu cel descris ulterior de Joja, dar linia de încălecare era marcată convențional conform unei încălecări de importanță secundară.

Joja (1952, 1953, 1954, 1955, 1957, 1960, 1965) se ocupă pe lângă aspectele litostratigrafice al zonei Suceava – Sucevița și de cele tectonice, de corelarea unităților spre nord, cu zona Ceremuș și spre sud, până în Valea Cracăului (fig. nr. 8, 9).

Autorul stabilește sistemul de fracturi, structurile majore din perimetrul Putna – Suceava, raporturile dintre acestea și continuitatea acestora spre sud și nord: skibele Poiana Crucii și Brodina și solzii Scorbura, Șoloteiul și Măgura. Discutând semnificația liniei tectonice Poiana Crucii, care apare la nord de Valea Moldovei, probabil ca o continuare a liniei Fântânele – Chițigaia, se arată că poate fi urmărită până în Valea Putnei, unde se desface în alte trei ramificații tectonice:

- linia externă ce se îndreaptă spre nord până la Poiana Glodului, unde se suprapune pe o mică distanță cu linia de șariaj a Pânzei de Putna peste Unitatea inferioară, după care se retrage spre vest și lasă în față un solz îngust de Eocen inferior și Senonian, pentru ca din Valea Sucevei să coincidă din nou cu linia de șariaj amintită;
- linia de mijloc, situată la vest de precedenta, se continuă după toate aparențele cu linia ce trece pe la Lăpușna și Răstoaca, pe V. Ceremușului și pe la confluenta r. Suceava cu pr. Falcău;
- linia internă se îndreaptă de la început spre NV, continuându-se peste graniță cu linia ce trece pe la Șipotele Siretului și se termină la Pătrășeni, pe Ceremuș.

Cele trei linii delimitează trei solzi mai importanți, deversați spre ENE: Scorbura, Șoloteiul și Poiana Crucii. Solzul Poiana Crucii, spre SSE încalecă peste primii doi pe o distanță de aproximativ 3 km, motiv pentru care autorul consideră că linia tectonică Poiana Crucii reprezintă fruntea unei skibe (Poiana Crucii), care are continuitate spre nord până în Valea Ceremușului.

Se conturează astfel ideea existenței în flișul extern al Carpaților Pocuției, Bucovinei și Moldovei a unei singure pânze de șariaj, în care celelalte elemente structurale au doar valoarea unor digitații sau chiar numai a unor skibe sau solzi.

Pentru unitatea tectonică superioară care reunește digitațiile de Skole, Pocuția, de Putna și Pânza mediomarginală și având un Autohton comun, Joja propune denumirea de "Pânza externă".

Ionesi (1971) studiind depozitele de fliș din bazinul Moldoviței, situat în continuarea sudică a părții vestice a zonei noastre, ajunge la concluzia că tectonic Unitatea de Tarcău se caracterizează printr-o succesiune de anticlinale și sinclinale care se complică de la vest spre est prin apariția unor fracturi direcționale. Cutele sunt largi cu aspect liniștit în partea de vest

şi foarte strânse cu împingeri pronunţate spre est în lungul faliilor direcţionale, în partea estică a unităţii. Liniile tectonice Merţa – Bobeica şi Dobra – Lupoaia se continuă spre nord, probabil până în zona Ceremuş.

Micu (1981) în urma unor cercetări efectuate în zona Putna – Sucevița imaginează pentru pânza de Tarcău o structură alcătuită din skibele interne şi externe, separate de linia tectonică Poiana Ursului - Poiana Mărului, care ar corespunde cu prelungirea spre sud a liniei Măgura (Joja, 1957). În cuprinsul skibelor externe conturează solzii (de la vest spre est) Poiana Crucii, Dragoşina, Sucevița şi Dealul Rău – Cociniş. Fruntea skibei Dealul Rău – Cociniş coincide cu şariajul Pânzei de Tarcău, care antrenează lama de rabotaj Voivodeasa. Skibelor externe îi sunt ataşate depozitele skibei Obcina Mare.

Descrierea elementelor structurale

În zona Suceava – Putna – Brodina Pânza de Tarcău prezintă o structură în solzi, cu vergenţă NNE-ică, delimitaţi de falii inverse de-a lungul cărora flancurile estice sunt de regulă laminate. Principalele elemente structurale cartografiate de la est spre vest sunt următoarele (anexele nr. 4, 5, 6):

Solzul Lomul – Scorbura. Geomorfologic solzul se suprapune peste Culmea Lomului, Dl. Scorbura şi zona Dl. Morii – Vf. Prisăcuci. Reprezintă flancul vestic a unui anticlinal deversat spre NNE, cu o dezvoltare aproape continuă la suprafaţă, din nord de la frontieră până în sud în Valea Putnei, pe direcţia NV - SE. În bazinul Glodul formaţiunile solzului au fost erodate pe o suprafaţă mică, dezvelind depozitele miocene din Semifereastra Gura-Putnei.

Limita estică a solzului se confundă cu şariajul Pânzei de Tarcău (fig. nr. 104), marcat pe întreaga sa lungime de depozitele senoniene ale Formaţiunii de Hangu. În partea de vest structura vine în contact tectonic cu depozitele Solzului Glodu – Bâtca de-a lungul faliei Jijia, în Culmea Lomului şi în sectorul dintre pr. Sihastru şi Valea Putnei şi de-a lungul faliei Boului cu Lama de rabotaj Straja, în sectorul cuprins între izvoarele pr. Humăria şi confluenţa pr. Boului cu pr. Sihastru.

Coloana litologică a solzului este alcătuită din formaţiunile de Hangu, de Izvor, de Surcele, de Straja, de Sucevița şi Membrul calcarului de Doamna, partea superioară a coloanei fiind retezată de faliile amintite mai sus. Eocenul acestui solz se dezvoltă în litofaciesul de Doamna.

Solzul Straja. Depozitele acestui solz aflorează în Valea Sucevei între confluenţele pr. Humăria şi pr. Boului cu r. Suceava şi în versantul stâng al Văii Boului, până la confluenţa pâraielor Boului şi Sihastru. Spre est acoperă succesiv, de-a lungul faliei Boului, formaţiunile de Izvor, de Surcele, de Straja, de Sucevița şi Membrul calcarului de Doamna ale Solzului Lomul - Scorbura. În vest vine în contact cu depozitele Formaţiunii de Hangu şi Formaţiunii de Izvor (în Valea Sucevei) ale Solzului Bâtca - Glodu, de-a lungul faliei Jijia

În deschiderea din Valea Sucevei este alcătuit în exclusivitate din gresii cuarţoase, glauconitice, masive, de tip Scorbura, la care pe pr. Boului se adaugă, în bază, o alternanţă de argile roşii şi verzi cu strate subţiri de gresii cuarţoase glauconitice fin granulare, cu o grosime cca. 50-60 cm (fig. nr. 95).

Acestea constituie flancul vestic al unui anticlinal, cu planul axial vertical în versantul stâng al Văii Suceava, plan care suferă o răsucire spre sud, în versantul drept, pe Valea Boului, prezentând înclinări de 50-60^0 spre SV. Datorită masivităţii şi uniformităţii, gresiile care alcătuiesc acest solz pot fi ataşate oricărei dintre formaţiunile de Surcele, de Scorbura, sau chiar de Sucevița, ştiind că bancuri de gresii de tip Scorbura apar şi în aceasta din urmă la diferite nivele. Noi am optat, în contextul litostructural din zonă, să considerăm că aceste gresii alcătuiesc partea inferioară a Formaţiunii de Scorbura, caracteristică Eocenului în Litofaciesul de Scorbura – Doamna, mai ales că pe pr. Boului, în baza gresiilor, apare un nivel subţire de silto-lutite care aparţin părţii superioare a Formaţiunii de Straja.

Fig. nr. 95 – Contactul tectonic dintre Solzul Straja şi Solzul Scorbura – Lomul, pe pr. Boului (în bază Formaţiunea de Straja, la partea superioară gresii de Scorbura)

În ce priveşte torsionarea planului axial de la nord la sud, având în vedere casanţa rocilor care alcătuiesc anticlinalul, credem că aceasta s-a realizat de-a lungul unei succesiuni de falii transversale în releu, contemporane cu procesele de cutare şi avansare spre est a solzului.

Apartenenţa depozitelor acestui solz la Litofaciesul de Scorbura-Doamna arată că aria de depunere a acestui litofacies a fost mult mai largă în zonă, reducerea la o fâşie de aflorare relativ îngustă fiind datorată proceselor tectonice.

Solzul Bâtca – Glodu. Geomorfologic, s-au format pe depozitele acestui solz, la nord de r. Suceava, culmile Bâtca, Prislop şi Dl. Strâmturii şi, la sud, un aliniament format din vf. La Strungi, p-na Jijia, vf. Prisăcuci şi dl. Glodu.

Aflorează între liniile tectonice Jijia în est şi Falcău – Ştef şi Măgura în vest, pe lăţimi variabile de cca. 2,5 km în nord şi sud (versantul stâng la Sucevei şi în Valea Putnei) şi de cca. 400 m în partea centrală, pe pr. Măgura. Restrângerea ariei de aflorare a solzului în partea centrală a zonei este de natură tectonică. În acest sector sunt rabotate în fruntea Solzului Crucii – Stauina – Sihăstria depozite eocene şi oligocene din Solzul Bâtca – Glodu (argile roşii şi verzi priaboniene, menilite şi gresii de Kliwa), care acoperă spre est aproape integral unităţile litologice ale „autohtonului".

Coloana litologică a solzului cuprinde depozite senoniene (Formaţiunea de Hangu), paleocene (Formaţiunea de Izvor), eocene în Litofaciesul de Scorbura – Doamna (formaţiunile de Surcele, de Straja, de Scorbura, de Doamna – Viţeu, de Bisericani şi gresiei de Lucăceşti şi a marnelor cu globigerine) şi oligocene în Litofaciesul de Kliwa (formaţiunile menilitelor inferioare, marnelor bituminoase, disodilelor inferioare şi gresiei de Kliwa).

Solzul Poiana Crucii. L-am pus în evidenţă numai în Valea Putnei, între faliile Icoana în est şi Falcău – Ştef în vest. Solzul se deschide spre sud, la nord de Valea Putnei fiind acoperit în totalitate de formaţiunile Solzului Crucii – Stauina – Sihăstria. În Valea Putnei este alcătuit în exclusivitate din depozitele paleocene ale Formaţiunii de Izvor.

Fig. nr. 96 – Fruntea Solzului Bâtca – Glodu în Valea Putnei (Formațiunea de Hangu)

Fig. nr. 97 – Detaliu din fruntea Solzului Bâtca – Glodu în Valea Putnei (Formațiunea de Hangu)

Fig. nr. 98 – Fruntea Solzului Bâtca – Glodu pe pr. Măgura (Formațiunea de Hangu)

Solzul Crucii – Stauina – Sihăstria. Geomorfologic corespunde la nord de r. Suceava cu partea estică a Culmii Cârmaci, iar la sud cu aliniamentul reprezentat de Dl. Crucii, Dl. Stauina, P-na Sihăstria și Dl. Ursoaia.

Această structură aflorează pe o lățime de cca. 1,5-2 km, între faliile Falcău – Ștef, în est și Ascuncelul în vest. În partea de est Formațiunea de Hangu a acestui solz acoperă depozitele oligocene ale Solzului Bâtca – Glodu și Lamei de rabotaj Măgura și pe cele paleocene ale Formațiunii de Izvor din Solzul Poiana Crucii (fig. nr. 96, 97, 98). Reprezintă flancul vestic al unui anticlinal deversat spre est (flancul estic fiind laminat).

Coloana litologică a solzului este constituită din depozite senoniene (Formațiunea de Hangu), paleocene (Formațiunea de Izvor) și eocene în Litofaciesul de Scorbura – Tazlău (formațiunile de Straja, de Scorbura – Tazlău, Plopu și Lupoaia).

Solzul Șandru – Măgura Vacii. Geomorfologic, s-au format pe această structură două aliniamente de culmi care se înmănunchează la nord de Valea Sucevei în culmea Cârmaci (în est: dl. Plaiul Bâlcei, dl. Ascuncelul, dl. Boul Mic și p-na Măgura Vacii; în vest: dl. Șandru și dl. Strigoiu).

Reprezintă flancul estic al unui sinclinal deversat spre est, cu gresia de Kliwa în ax. Celălalt flanc, vestic, a fost retezat de falia Brodina. Este delimitat de faliile Ascuncelul, în est și Brodina, în vest, aflorând pe o lățime de 3 km.

Este alcătuit din depozite senoniene (Formațiunea de Hangu), paleocene (Formațiunea de Izvor), eocene în Litofaciesul de Scorbura – Tazlău (formațiunile de Straja, de Surcele, de Scorbura – Tazlău, Plopu și Lupoaia) și oligocene în Litofaciesul de Moldovița (formațiunile menilitelor inferioare și marnelor bituminoase, disodilele inferioare și de Moldovița).

Solzul Solovanu. Se extinde la vest de falia Brodina, falie cu efecte tectonice importante. De-a lungul acesteia, depozitele Formațiunii de Hangu acoperă în bazinul pr. Cârmaci formațiunile eocene ale Solzului Crucii – Stauina – Sihăstria, iar în Valea Sucevei și bazinul Brodinei depozitele oligocene din Solzul Șandru – Măgura – Vacii. Cercetările noastre

din această etapă oprindu-se la est de linia r. Brodina – pr. Brodinioara, nu avem date suplimentare privind dezvoltarea acestei structuri spre vest.

Lama de rabotaj Măgura. Reprezintă o lamă a Solzului Crucii – Stauina - Sihăstria, care acoperă pe pr. Măgura în întregime depozitele paleocen-eocene ale Solzului Bâtca – Glodu, fruntea acesteia venind în contact cu Formațiunea de Hangu. Depozitele acestei lame, prinse între faliile Măgura în est și Falcău – Ștef în vest, au în bază pe o grosime de 3-5 m argile roșii și verzi din Membrul de Strujinoasa, peste care se dispun tectonic menilite pe 1-2 m și apoi urmează pe o grosime stratigrafică de 80-100 m, până sub Formațiunea de Hangu din Solzul Crucii – Stauina - Sihăstria, Formațiunea gresiei de Kliwa.

Acoperirea succesivă de-a lungul faliei Falcău – Ștef a depozitelor solzilor Bâtca – Glodu și Poiana Crucii, precum și rabotajul Măgura din fruntea Solzului Crucii – Stauina - Sihăstria, atrage atenția asupra importanței efectelor tectonice ale aceste falii, remarcate și de Joja (1955).

II.2.2. LAMA DE RABOTAJ ARȘIȚA

Lama de rabotaj Arșița este antrenată în fruntea Pânzei de Tarcău dintr-o arie mai vestică a domeniului de sedimentare a Pânzei de Vrancea, probabil în șariajul intrabadenian.

Depozitele acestei structuri aflorează în versantul stâng al Sucevei, pe pr. Sărăturii (fig. nr. 99) și în versantul drept, pe pr. Nistor și la izvoarele pr. Scorbura, de sub depozitele senoniene ale Formațiunii de Hangu din Pânza de Tarcău. Înspre est încalecă de-a lungul faliei inverse Arșița peste depozitele eocen-oligocene din anticlinalul Poieni. Lama este alcătuită din depozitele grezo-calcaroase de vârstă Oligocen-Miocen inferior ale Formațiunii de Arșița. Este posibil ca în adâncime, în coloana litostratigrafică a acestei unități tectonice sa fie cuprinse si depozitele mai vechi, eocen-oligocen, dezvoltate într-un facies mai arenitic, caracteristic domeniului vestic de Vrancea.

Acest facies mai vestic alcătuit din *„o serie groasă de gresii micafere grosiere, gălbui, nefosilifere, de tip Tarcău, în bancuri de 1-2 m, cu intercalații rare de gresii asemănătoare cu ele, dar conglomeratice cît și de microconglomerate cu elemente verzi.*", de sub planul de șariaj al Pânzei de Tarcău din Valea Sucevei, a fost sesizat de Joja (1954). Acesta le paralelizează cu *„Stratele de Polaniça*", dispuse în Pânza de Pocuția peste menilitele superioare.

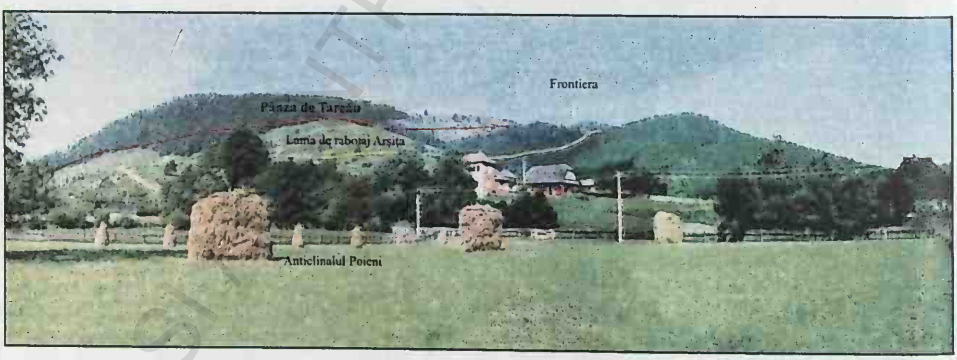


Fig. nr. 99 – Pânza de Tarcău antrenând în frunte Lama de rabotaj Arșița (versantul stâng al Văii Sucevei)

Micu și Constantin (1993) atașează nivelele de gresii *„de tip Tarcău*" Formațiunii gresiei de Kliwa, iar depozitele care urmează peste acestea le consideră transgresive și le separă drept *„Formațiunea conglomeratică*", pe care o echivalează cu conglomeratele de Almașu, de vârstă burdigaliană (Săndulescu et al., 1995; fide Grasu et al. 1995).

Determinările de vârstă efectuate de noi pe baza nannoplanctonului calcaros asupra acestor depozite au indicat vârsta Oligocen superior – Miocen inferior. În altă ordine de idei, în versantul drept al Sucevei, în sectorul cuprins între pr. Nistor şi pr. Scorbura Mare, se pot deduce foarte bine raporturile tectonice, unde depozitele separate de noi drept Formaţiunea de Arşiţa vin în contact, succesiv, cu formaţiunile menilitelor inferioare, marnelor bituminoase şi gresiei de Kliwa din anticlinalul Poieni.

În sprijinul contactului tectonic şi nu transgresiv vine chiar afirmaţia autorilor de mai sus, care arată că disodilele şi menilitele superioare sunt prezente la sud de r. Putna (la Bivolărie), în consecinţă în Oligocenul superior bazinul de sedimentare era funcţional în segmentul nordic, întreruperile de sedimentare care să permită formarea la acest nivel a unor depozite transgresive nefiind dovedite.

Considerăm că interpretarea noastră este susţinută şi de Săndulescu (1984) care arată că în cuprinsul Pânzei cutelor marginale se deosebesc două subunităţi cu rang de digitaţii, care îmbracă faciesuri diferite şi care se înlocuiesc în releu de la nord la sud: digitaţia internă Pocuţia – Greşu şi digitaţia externă Bistriţa – Coza. În această situaţie, având în vedere poziţia intermediară a Semiferestrei Gura-Putnei, este foarte posibil ca aici să fie prezente ambele subunităţi.

II.2.3. PÂNZA DE VRANCEA

În zona Suceava – Putna – Brodina depozitele Pânzei de Vrancea aflorează în Semifereastra Gura-Putnei, la est şi nord de linia şariajului Pânzei de Tarcău, a cărei traseu a fost prezentat anterior.

Consideraţii generale

Joja (1954, 1955), în urma cercetărilor întreprinse în regiunea cuprinsă între Valea Sucevei şi Valea Suceviţei, conturează Semifereastra Gura-Putnei, în cuprinsul acesteia aflorează depozitele „Unităţii inferioare" (= Unitatea externă, Băncilă, 1958; = pânza de Vrancea, Ionesi, 1968; = Pânza cutelor marginale, Săndulescu, 1984). Aceasta se continuă spre sud în *„solzul cel mai extern al Flişului de la confluenţa Voivodesei cu Sucevita"* şi *„în solzii externi de pe V. Suha (solzii Răchitiş - Corduneanu şi Dealul Mare - Prângata)"*, iar în nord în *„Pânza de Pocuţia"*.

Potrivit autorului, Unitatea inferioară apare sub forma unei semiferestre ce se extinde spre nord până la râul Suceava, spre vest pe linia Vârful Scorbura şi pârâul Huta, spre sud pârâul Putna, iar spre est, până la contactul cu Zona Miocenă. Unităţii îi este ataşat şi cel mai extern solz, de la est de falia Dealu Rău, cuprins între pârâul Voitinel şi pârâul Şoarec, denumit solzul de la Gura Voivodesei.

Analizând tectonica unităţilor inferioară şi superioară din zona Suceava – Sucevita, este de remarcat caracterul frământat al structurilor din Semifereastra Gura-Putnei, comparativ cu caracterul mai liniştit al celor din Unitatea superioară (= Pânza de Putna), precum şi diferenţele dintre direcţiile axelor structurale (direcţii predominant nord-sud în Semifereastră şi NV-SE în Pânza de Putna). Totodată, conturul Semiferestrei sugerează ideea că aceasta s-a format nu doar ca efect al eroziunii posttectonice ci şi ca o sfâşietură în pânză provenită dintr-o rupere şi o deplasare orizontală mai avansată a părţii externe în acest loc. Autorul atrage atenţia că o întreagă zonă senonian-paleogenă, largă de trei km şi întinzându-se între Putna – Viţeu - Voivodeasa până la sud de Sucevita, este cuprinsă între linii de contact anormal şi face impresia că aparţine unei unităţi de dedesubt, care ar apărea aici într-o imensă semifereastră.

Băncilă (1958) consideră că depozitele de fliş din regiune aparţin în cea mai mare parte Unităţii medio-marginale, subunitatea marginală, situată la exteriorul Unităţii medio-interne, care în partea de nord se retrage pentru a descoperi Semifereastra Sucevei din Unitatea externă, ce îi serveşte ca autohton. Din punct de vedere tectonic se arată că Unitatea externă se situează la est de „Unitatea medio-marginală", cu caracter de autohton, eventual paraautohton,

fiind limitată spre est de "linia externă", ce o separă de Unitatea pericarpatică. În afara Semiferestrei Sucevei propriu-zise, se citează o altă "ivire" la nord de valea Suceviței care este considerată ca aparținând de aceeași unitate structurală, interpretată ca lama de șariaj sau lamboul Voivodeasa (Joja, 1954, 1957; Micu 1981).

Micu și Constantin (1993) referindu-se la aspectele litostructurale din Semifereastra Gura-Putnei, apreciază că elementele plicative majore sunt reprezentate de două anticlinale, în axul cărora aflorează „Formațiunea de Jgheabul Mare" (= Formațiunea de Sucevița, Joja, 1963; = Formațiunea de Măgura, Ionesi, 1966): în vest, spre contactul cu Unitatea de Tarcău, anticlinalul Vărăria, iar în est, spre zona miocenă, anticlinalul Poiana Mare. Flancurile vestice sunt laminate, și axul lor suferă o afundare pronunțată spre nord, dincolo de râul Suceava în ax apărând doar argile priaboniene. Pe această structură se dezvoltă o serie de cute sinclinale și anticlinale minore, alcătuite din diferiți termeni ai "structurii conglomeratice" miocene. În zona centrală a Semiferestrei se desfășoară o structură sinclinală, cu depozitele Formațiunii de Bisericani în ax. Referitor la tectonica disjunctivă, Micu semnalează o falie majoră, orientată aproximativ WSW-ENE, care urmărește în principal cursul Sucevei și de-a lungul căreia se produce afundarea accentuată a compartimentului nordic.

Urmărind fruntea Pânzei de Tarcău, autorul notează că traseul acesteia în partea de nord arată o înclinare a planului de șariaj aproape verticală, în schimb, în partea sudică, înclinarea planului este mult mai mică.

Șariajul Pânzei cutelor marginale peste Pânza pericarpatică este acoperit în regiunea studiată de depozitele de wedge top volhiniene și aluviunile cuaternare ale Sucevei și Putnei, limita dintre aceste două unități fiind mai mult sau mai puțin convențional trasată. Contactul este trasat la est de pârâul Laura, afluent de stânga al Sucevei, de unde se continuă spre SSE pe versantul nord-estic a Dealului Măgura Mică. De aici spre sud, Pânza Cutelor Marginale este în totalitate acoperită de șariajul Pânzei de Tarcău, care acoperă și structurile miocene ale Pânzei pericarpatice.

În ce privește corelarea elementelor structurale din Semifereastra Gura-Putnei spre nord și sud, majoritatea autorilor sunt de acord că spre nord Pânza de Vrancea se continuă cu Pânza de Pocuția, însă situația se complică la sud de Putna, în bazinul Suceviței, unde s-au conturat trei puncte de vedere:

- Joja (1953), Cernea (1955), Polonic și Polonic (1967) sunt de părere că formațiunile senoniene și paleogene, din bazinul Suceviței, aparțin unei singure unități (Pânza Putnei, Joja, 1954; Pânza marginală, Cernea, 1955).

- Joja (1954, 1955, 1957), Băncilă (1958), Băncilă și Hristescu (1963), Micu (1981), Săndulescu (1984) consideră că cea mai externă structură de fliș din bazinul Suceviței aparține unei unități inferioare, similare cu cea din Semifereastra Gura-Putnei, tectonic reprezentând o lamă de rabotaj a Unității superioare, denumită „lama" sau „lamboul Voivodeasa";

- Ionesi și Florea (1984) și Ionesi și Grasu (1986) interpretează structura flișului extern, din bazinul Sucevița diferit, considerând că Pânza Vrancea a apărut ca o semifereastră între gura Putnei și Soloneț. În această unitate , alături de "lama Voivodeasa" autorii includ și solzii Dealu Rău - Cociniș și Sucevița, iar fruntea Pânzei de Tarcău în această situație ar corespunde cu fruntea solzului Treșoara-Maidan (Cernea, 1955; Polonic și Polonic, 1967) sau Dragoșina (Micu, 1981). Solzul Dealul Rău – Cociniș este puternic deversat peste solzul Voivodeasa, mergând până la acoperirea acestuia spre nord (pârâul Voitinel) și spre sud (pârâul Hașca), caz în care Solzul Voivodeasa reprezintă o digitație a unității inferioare.

Prin noua imagine structurală creată, Pânza de Vrancea apare între Tazlău și Suceava, ca o bandă aproape continuă, cu câteva întreruperi reduse (Suha Mare, Soloneț - Solca și Gura Putnei), determinate de avansările Pânzei de Tarcău până la contactul cu molasa pericarpatică. Aceste avansări separă patru semiferestre: Bistrița - Râșca, Humor, Sucevița și Putna - Suceava.

Descrierea elementelor structurale

Semifereastra Gura-Putnei este caracterizată din punct de vedere structural de o serie de cute sinclinale şi anticlinale cu direcţii diferite faţă de cele din arealul Tarcăului şi un grad diferit de tectonizare. În Pânza de Vrancea direcţiile de dezvoltare ale structurilor sunt în general N–S, spre deosebire de Pânza de Tarcău în care direcţiile predominante sunt NV–SE. Structurile identificate în zonă, de la vest la est sunt următoarele:

Anticlinalul Poieni. Structura anticlinală Poieni (fig. nr. 100), dezvoltată pe direcţia N–S, se închide periclinal spre sud (în versantul drept al Sucevei), iar spre nord se continuă dincolo de frontieră. Spre vest şi est este limitată tectonic de faliile inverse Arşiţa, respectiv Poieni.

Este alcătuit din depozite eocene în ax (Formaţiunea de Bisericani) şi oligocen-miocene pe flancuri (formaţiunile menilitelor inferioare, marnelor bituminoase, gresiei de Kliwa, disodilelor şi menilitelor superioare şi conglomerate miocen inferioare). În versantul stâng al Sucevei aflorează numai flancul vestic, la est de Dl. Afinet structura fiind acoperită de depozite cuaternare. În schimb, în versantul stâng se poate urmării închiderea periclinală a cutei pe pâraiele Scorbura, Scorbura Mică şi Andronic.

Datele de teren ne-au permis conturarea în disodilele inferioare a unui nivel concordant cu stratificaţia (6 m), pe care l-am interpretat ca fiind un olistolit. În disodilele superioare se intercalează de asemenea un corp olistolitic de marne bituminoase (3 m), dar de această dată discordant şi câteva nivele de silto-lutite bituminoase în care se găsesc galeţi de diverse constituţii petrografice, foarte bine prelucraţi (probabil de o reţea fluvială). Aceste observaţii ar putea argumenta şi în zona noastră şariajul epigliptic al Pânzei de Tarcău (Săndulescu, 1984; Micu şi Constantin, 1993).

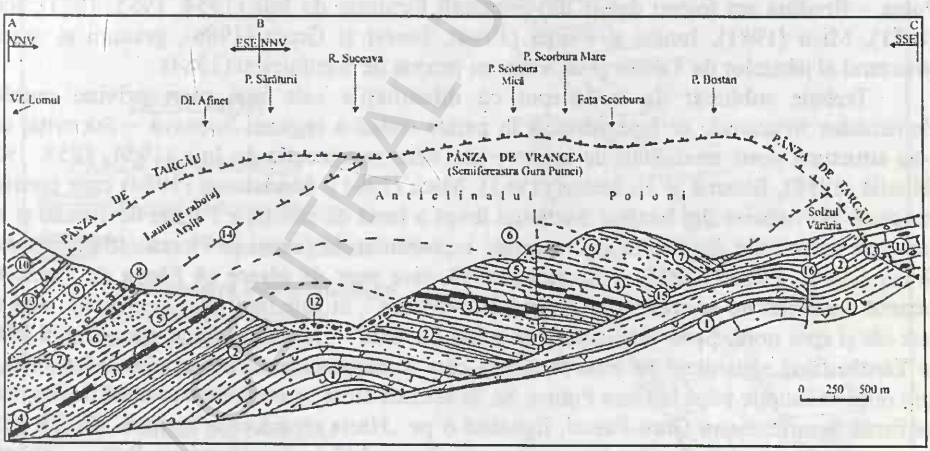


Fig. nr. 100 – Secţiune geologică pe direcţia VNV-SSE prin Semifereastra Gura-Putnei
1 – grezo-calcare din Formaţiunea de Sucevita; 2 - argile de Bisericani; 3 – menilitele inferioare; 4 - marnele bituminoase; 5 – disodilele inferioare; 6 – gresia de Kliwa; 7 – disodilele superioare; 8, 9 – conglomerate şi gresii din Formaţiunea de Arşiţa; 10 – marne şi calcare din Formaţiunea de Hangu; 11 – calcare din formaţiunea de Izvor; 12 – depozite aluviale şi deluviale cuaternare; 13 – şariajul Pânzei de Tarcău; 14 – falia Arşiţa; 15 – falia Poieni; 16 – falie.

Solzul Vărăria. Geomorfologic formează Culmea Vărăria, cu o direcţie aproximativ N-S. Este alcătuit din flancul vestic al unui anticlinal deversat spre est, la care flancul estic a fost puternic laminat. Spre vest este delimitat tectonic de falia inversă Poieni, de-a lungul căreia Formaţiunea de Bisericani din Solzul Vărăria vine în contact cu diverşi termeni oligo-mioceni

din închiderea periclinală sudică a anticlinalului Poieni. Spre est încalecă de-a lungul faliei Vărăria formațiunile oligocene ale sinclinalului Țuranu.

Continuitatea formațiunilor și limitelor tectonice ale acestui solz sunt relativ ușor de urmărit în sectorul nordic dintre pr. Gura Putnei și r. Suceava, în schimb la sud de pr. Gura Putnei, pe măsură ce ne apropiem de șariajul Pânzei de Tarcău structura este foarte frământată și terenul frecvent acoperit de deluvii.

Datele de teren de pe pr. Gura Putnei, indică în partea sudică a solzului existența unei fracturi anterioară faliilor Vărăria și Poieni, cu un traseu diagonal în raport cu direcția solzului (NNE-SSV) și care decroșează Formațiunea reper de Doamna – Vițeu spre est.

Coloana litologică a solzului este alcătuită exclusiv din formațiuni eocene dezvoltate în Litofaciesul de Doamna (formațiunile de Sucevița, de Doamna – Vițeu și de Bisericani).

Sinclinalul Țuranu. Reprezintă structura cea mai estică care aflorează în Semifereastra Gura-Putnei, la vest de confluența Putna – Suceava. Spre est, atât în versantul stâng cât și în cel drept al Sucevei, structurile sunt acoperite de depozite cuaternare. În vest vine în contact cu formațiunile de Sucevița, de Doamna – Vițeu și Bisericani din Solzul Vărăria, de-a lungul faliei Vărăria. În partea centrală sinclinalul este afectat de o falie orientată NNE-SSV, anterioară faliei Vărăria. Flancul vestic este afectat de cutări secundare

Sinclinalul este alcătuit din depozite eocene de Bisericani pe flancuri, peste care se dispun formațiunile oligocene (menilitele inferioare, marnele bituminoase, disodilele inferioare și gresia de Kliwa).

II.2.4. CORELAREA ELEMENTELOR STRUCTURALE DIN VALEA SUCEVEI CU CELE DIN BAZINELE SUCEVIȚEI ȘI MOLDOVIȚEI

În încercarea de corelare a elementelor structurale identificate de noi în zona Suceava – Putna – Brodina am folosit datele din literatură furnizate de Joja (1954, 1955, 1957), Ionesi (1971), Micu (1981), Ionesi și Florea (1984), Ionesi și Grasu (1986), precum și modelul structural al pânzelor de Tarcău și de Vrancea propus de Săndulescu (1984).

Trebuie subliniat de la început că dificultățile cele mai mari privind corelarea elementelor structurale se înregistrează în partea estică a regiunii Suceava – Sucevița, unde s-au structurat două modalități de interpretare: unul reprezentat de Joja (1954, 1955, 1957), Băncilă (1958), Băncilă și Hristescu (1963), Micu (1981), Săndulescu (1984) care consideră structura Voivodeasa din bazinul Suceviței drept o lamă de rabotaj a Pânzei de Tarcău și altul bazat pe cercetările de detaliu mai recente, reprezentat de Ionesi și Florea (1984), Ionesi și Grasu (1986), Florea (1999) și Bogatu (1999), care sunt de părere că Pânza de Vrancea în bazinul Suceviței nu se reduce la „Solzul Voivodeasa", ci este mult mai dezvoltată, atât spre vest cât și spre nord. Spre vest include și solzii Dl. Rău – Cociniș și Sucevița (șariajul Pânzei de Tarcău fiind considerat pe linia tectonică care marchează fruntea Solzului Drăgoșina), iar spre nord se întinde până la Gura Putnei. Și, în această situație, autorii celui de-al doilea curent confirmă Semifereastra Gura-Putnei, figurând-o pe „Harta tectonică a bordurii flișului extern dintre văile Suceava și Tazlăul Mare (Carpații Orientali)" (= Semifereastra Putna – Suceava, Ionesi și Grasu, 1986) (fig. nr. 101). Mai mult, pe hartă se observă că spre nord, la sud de r. Putna, aceasta este limitată tectonic (falia Putna, n.n.), ceea ce presupune că o eventuală legătură cu Semifereastra Gura-Putnei, deși nu este exclusă, trebuie documentată suplimentar.

Noi nu ne-am extins, în această etapă, cercetările la sud de r. Putna, acesta fiind un obiectiv de viitor, așa încât putem comenta situația tectonică din această zonă doar pe baza literaturii și a unor date inedite pe care le-am obținut din colaborările cu specialiștii petroliști. Astfel, pe unele hărți întocmite pentru bazinele Putnei și Sucevei, aceștia figurează o bandă îngustă de Oligocen care reprezintă continuarea depozitelor care aflorează în Semifereastră pe pr. Gura Putnei. Această bandă urmărește racordul dealului Morii cu Valea Putnei, la sud de pr. Mănăstirii, până la nord de confluența r. Putna cu pr. Vițeu. În această situație șariajul Pânzei de Tarcău este figurat pe un traseu care, din zona cuprinsă între confluențele pâraielor

Gura Putnei şi Mănăstirii cu r. Putna, îşi schimbă direcţia spre sud urmărind racordul dealului Morii cu Valea Putnei, până în apropierea confluenţei r. Putna cu pr. Viţeu. Din acest punct se sugerează că linia de şariaj se întoarce din nou spre nord şi se continuă cu şariajul Pânzei de Tarcău conform modelului figurat pe Harta geologică, sc. 1:200000, foaia 5 Rădăuţi. Aceste aspecte sunt greu de verificat în teren, deoarece în Valea Putnei, la sud de confluenţa cu pr. Putnişoara, depozitele cuaternare acoperă suprafeţe foarte mari.

Fig. nr. 101- Harta tectonică a bordurii flişului extern dintre văile Suceava şi Tazlăul Mare (după Ionesi şi Grasu, 1986)

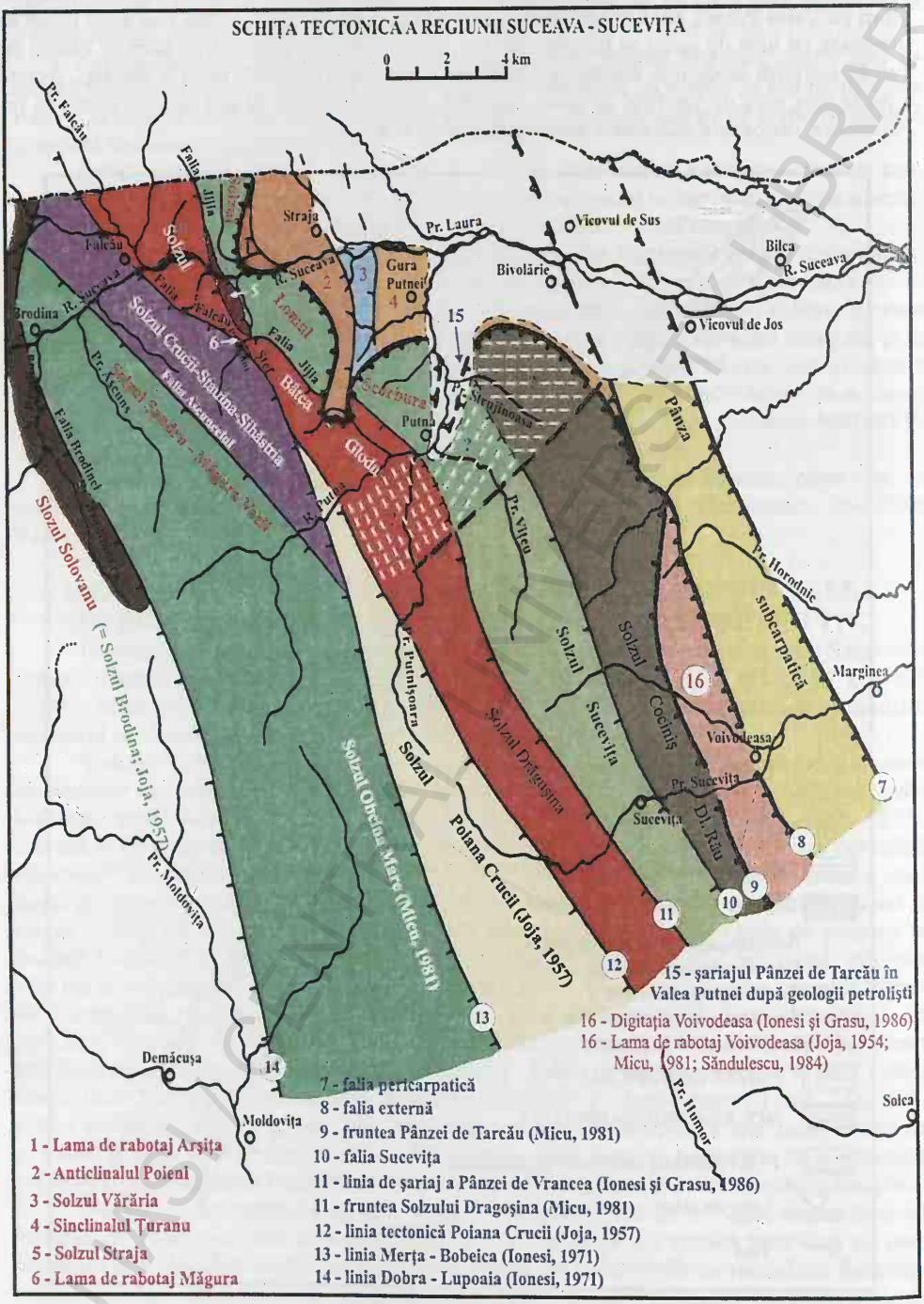


Fig. nr. 102 – Corelarea elementelor structurale în zona Suceava – Sucevița – Moldovița

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

Urmărind datele tectonice prezentate de noi şi contextul structural creionat în zona Sucevița – Moldovița, putem face următoarele constatări (fig. nr. 102):

- falia inversă Jijia care marchează fruntea Solzului Bâtca – Glodu (= falia Şoloteiul; Joja, 1957; fig. nr. 9), poate fi interpretată spre sud în două moduri: a - conform modelului propus de Micu (1981) se continuă cu falia Dragoşina, în care accepție Solzul Bâtca – Glodu (= Solzul Şoloteiul; Joja, 1957) s-ar continua cu Solzul Dragoşina, iar cel estic Lomul – Scorbura (= Solzul Scorbura; Joja, 1957) cu Solzul Sucevița; b – conform modelului Ionesi şi Florea (1984) şi Ionesi şi Grasu (1986), falia Jijia se opreşte la sud de r. Putna, în falia transversală care limitează spre nord Semifereastra Sucevița. În această situație depozitele solzilor Bâtca – Glodu şi Lomul – Scorbura au fost îndepărtate de eroziune în urma mişcărilor de ridicare a sectorului sudic;

- falia inversă Falcău - Ştef (= falia Poiana Crucii; Joja, 1957), după datele noastre din Valea Putnei, se prelungeşte spre sud cu falia Merța – Bobeica. Acest accident tectonic este unul important prin efectele sale. După cum se poate observa din cele prezentate (anexele nr. 4, 5, 6; fig. nr. 102), Solzul Crucii – Stauina - Sihăstria antrenează în frunte Lama de rabotaj Măgura şi produce încălecarea şi acoperirea integrală, la nord de Valea Putnei, a depozitelor Solzului Poiana Crucii.

Solzul Crucii – Stauina - Sihăstria, delimitat la vest de falia Ascuncelul (= falia Măgura; Joja, 1957) se dezvoltă numai la nord de Valea Putnei, în sud fiind limitat de planul faliei Falcău – Ştef. Continuarea spre sud a Solzului Şandru – Măgura Vacii (= Solzul Măgura; Joja, 1957) este reprezentată de Solzul Obcina Mare, cu care debutează spre vest skibele interne (Micu, 1981).

Linia Falcău – Ştef are şi o semnificație litofacială, în sensul că la vest de aceasta depozitele eocene se dezvoltă în Litofaciesul de Scorbura – Tazlău şi cele oligocene în Litofaciesul de Moldovița. Aceste caracteristici litofaciale se mențin şi la sud r. Putna, unde Ionesi (1971) separă, la vest de linia Merța – Bobeica, Eocenul în Litofaciesul de Tazlău şi Oligocenul în Litofaciesul de Moldovița.

Dacă ne raportăm la digitațiile separate de Săndulescu (1984) atunci, prin amploarea efectelor tectonice din zonă precum şi a semnificațiilor litofaciale, Falia Falcău – Ştef este accidentul tectonic care poate reprezenta fruntea digitației de Tazlău (skibele interne, Micu, 1981) în Valea Sucevei;

- falia Brodina se continuă spre sud, probabil, cu falia Dobra – Lupoaia, delimitând spre est Solzul Solvanu (= Solzul Brodina; Joja, 1957).

II.2.5. RELAȚIILE UNITĂȚILOR TECTONICE

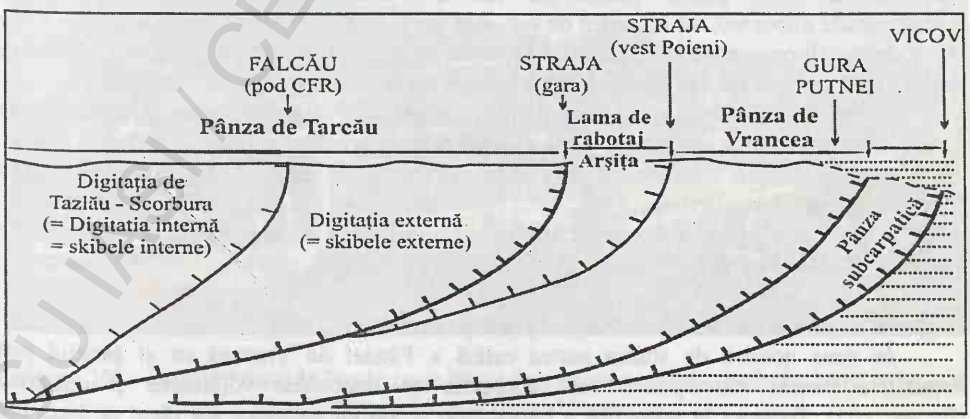


Fig. nr. 103 – Arhitectura eşafodajului tectono-structural în Valea Sucevei

În Valea Sucevei prin metode directe şi indirecte au fost trasate contactele dintre Pânza subcarpatică şi Platforma Moldovenească, Pânza de Vrancea şi Pânza subcarpatică şi Pânza de Tarcău şi Pânza de Vrancea.

În zona Suceava – Putna – Brodina se pot urmări la suprafaţă contactele tectonice dintre Pânza de Tarcău, Lama de rabotaj Arşiţa şi Pânza de Vrancea. Contactul de la est de confluenţa râurilor Suceava şi Putna, dintre pânzele de Vrancea şi subcarpatică este mascat de depozite volhiniene de platformă şi depozitele aluviale şi deluviale ale Sucevei, de vârstă cuaternară. În principiu modelul structural major al zonei se încadrează în tectonica de ansamblu a flişului extern, cu un sistem de pânze de şariaj (complicate la rândul lor de digitaţii şi solzi) şi lame de rabotaj, încălecate spre est, peste cuvertura volhiniană a Platformei Moldoveneşti.

Relaţiile Pânzei de Tarcău cu Pânza de Vrancea

Aşa cum s-a mai precizat, la vest de confluenţa râurilor Suceava şi Putna, de sub depozitele senoniene ale Pânzei de Tarcău au fost descoperite prin eroziune formaţiunile Pânzei de Vrancea.

Meritul de a contura Semifereastra Gura-Putnei în nişte limite care de-a lungul timpului s-au modificat nesemnificativ, îi revine lui Joja (1954, 1955, 1957). Acesta arăta că *„În această parte a regiunii ..., unitatea inferioară apare într-o mare semi-fereastră la Gura Putnei. Linia de şariaj taie R. Suceava aproape de locul denumit Strâmtura şi se continuă spre SE, pe la E de Vf. Scorbura, până la fundul Pârâului Huta. De aici se întoarce spre NE paralel cu Huta, dar la o bună distanţă de ea, pe malul drept, taie P. Putna la S de gura Pârâului Huta, ocoleşte pe la N Vf. Măgura Mică şi se continuă din nou spre SE, paralel cu D. Alunişu, coincizând de data aceasta cu marginea aparentă a Flişului.*

La baza Pânzei de Putna, chiar pe planul de şariaj, apare aproape în mod constant, Senonianul".

Micu şi Constantin (1993) referindu-se la fruntea Pânzei de Tarcău arăta că în versantul stâng al Sucevei linia şariajului pânzei taie aproape de 90^0 curbele de nivel, ceea ce denotă o înclinare până la verticală a planului de şariaj, pe când în sud situaţia se schimbă, înclinarea acestuia micşorându-se foarte mult.

Datele noastre de teren confirmă observaţiile de mai sus, în plus putând să mai adăugăm că:

- Pânza de Tarcău prinde sub planul de şariaj, în partea de nord, depozitele de vârstă Oligocen – Miocen inferior ale Lamei de rabotaj Arşiţa (Formaţiunea de Arşiţa) şi ale Pânzei de Vrancea (Formaţiunea gresiei de Kliwa, Formaţiunea disodilelor superioare şi conglomerate miocene), iar în partea de sud vine în contact şi cu formaţiuni eocene ale Pânzei de Vrancea (formaţiunile de Sucevita, Doamna – Viţeu şi Bisericani). În această situaţie depozitele Lamei de rabotaj Arşiţa sunt prinse sub planul de şariaj Tarcău, în adâncime;
- depozitele senoniene au constituit, în majoritatea cazurilor, patul de alunecare atât pentru corpurile pânzelor, cât şi pentru digitaţiile şi solzii din pânze. Astfel marnele şi calcarele argiloase ale Formaţiunii de Hangu marchează cu mici excepţii frunţile Pânzei de Tarcău, digitaţiilor şi solzilor;
- înclinările planului de şariaj, atât în versantul stâng al Sucevei cât şi cel drept, sunt variabile, de $45\text{-}75^0$ (fig. nr. 104, 105);

Relaţiile Pânzei de Vrancea cu Pânza subcarpatică

În zona noastră de studiu partea estică a Pânzei de Vrancea ca şi şariajul peste depozitele Pânzei subcarpatice sunt acoperite de depozitele volhiniene şi cuaternare (fig. nr. 103). Trasarea în adâncime a contactului unităţilor tectonice s-a făcut pe baza unor informaţii obţinute din forajele petroliştilor şi a datelor de la suprafaţă din zonele sudice şi

estice (zona Vicov – Voitinel), asupra aflorimentelor cu depozitele cutate subcarpatice, de vârstă bugloviană.

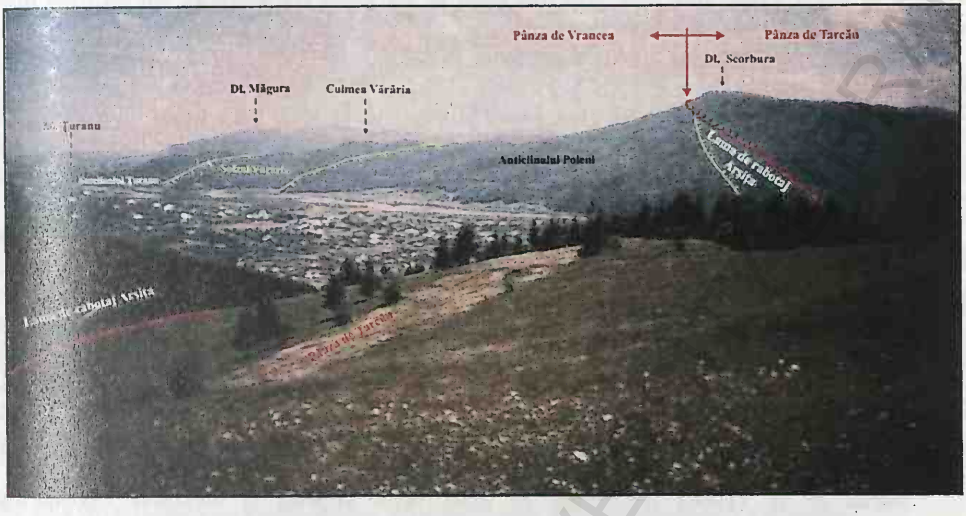


Fig. nr. 104 – Şariajul Pânzei de Tarcău peste depozitele Pânzei de Vrancea din Semifereastra Gura-Putnei (în versantul drept Culmea Scorbura şi în versantul stâng, sub Culmea Lomul)

- structurile din semifereastră au direcţiile predominant N-S, spre deosebire de cele ale Pânzei de Tarcău care se dezvoltă pe direcţia NV-SE;

- din punct de vedere litofacial există diferenţe pregnante la nivelul Oligocenului. Astfel, în semifereastră Oligocenul prezintă o coloană în facies conglomeratic, slab dezvoltat, la care se adaugă depozitele miocen inferioare, caracteristică domeniului de sedimentare al Pânzei de Vrancea. În Pânza de Tarcău coloana oligocenă pe aria celor două litofaciesuri identificate (de Kliwa şi Moldovița) se încheie cu formaţiunea gresiei de Kliwa.

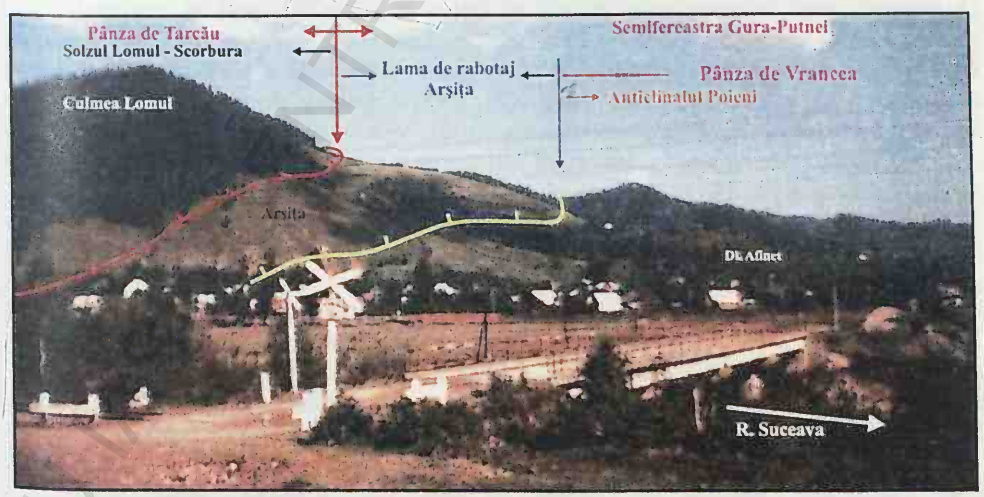


Fig. nr. 105 – Şariajul Pânzei de Tarcău peste Pânza de Vrancea, antrenând în frunte Lama de rabotaj Arşiţa (versantul stâng al Sucevei)

Caracterul de încălecare a flişului peste formaţiunile atribuite saliferului a fost sesizat încă din anul 1913 de către Athanasiu, pentru ca ulterior Ştefănescu (1937) să emită ipoteza că saliferul ar putea exista spre vest, sub fliş, până la marginea cristalinului, dar că lipsa unor ferestre nu poate dovedi această prezenţă.

Studiile ulterioare efectuate Macarovici (1953), Joja (1954, 1955), Băncilă (1958), Băncilă şi Hristescu (1963), Polonic şi Polonic (1962, 1967), Barbu, Ionesi şi Ionesi (1964), Dicea, Mehmed şi Damian (1966), Joja, Iancu şi Popovici (1967), Bica Ionesi (1969), Ionesi (1971, 1973), Dicea (1974), Ionesi (1989) au condus la detalierea aspectelor litostratigrafice ale Pânzei subcarpatice şi implicit la descifrarea şi cartografierea contactelor tectonice cu Pânza de Vrancea şi Platforma Moldovenească.

O clarificare privitor la poziţia şariajelor pânzelor de Vrancea şi subcarpatică în Valea Sucevei a făcut-o Bica Ionesi (1969), care a pus în evidenţă între Valea Sucevei şi pr. Voitinel depozite cutate de vârstă Buglovian, ce aparţin Miocenului subcarpatic dezvelite prin eroziune de sub depozitele orizontale de vârstă Volhinian inferior ale Platformei Moldoveneşti. În această idee, şariajul Pânzei subcarpatice în Valea Sucevei este localizat la est de localitatea Vicov, iar cel al Pânzei de Vrancea peste Pânza Subcarpatică între localităţile Vicov şi Bivolărie. De asemenea, se precizează că din depozitele volhiniene lipseşte partea bazală, demonstrându-se dispunerea transgresivă a Sarmaţianului peste Miocenul subcarpatic şi faptul că vârsta depozitelor de platformă, prinse sub Pânza subcarpatică, este Volhinian inferior.

Barbu et al. (1966) precizează că între văile Sucevei şi Moldovei, depozitele sarmaţiene, dispuse transgresiv peste Miocenul subcarpatic, aparţin Volhinianului şi nu Basarabianului sau Kersonianului, iar încălecarea prismei orogenice peste platformă a avut loc în timpul Volhinianului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

III. CONSIDERAȚII PALEOGEOGRAFICE

Reconstrucțiile paleogeografice reprezintă una din cele mai dificile întreprinderi, datorită diversității datelor (geotectonice, sedimentologice, paleoecologice, paleoclimatice, etc.), de multe ori cu semnificații contradictorii, care trebuiesc asamblate într-un model coerent. Reconstrucția pare mai facilă la scară regională și, paradoxal, uneori aproape imposibil de integrat evoluția unor arii de dimensiuni mai reduse în modelele paleogeografice deja argumentate.

Reconstituirea morfologiei interne a bazinului și a poziției ariilor sursă care au furnizat material clastic se face apelând la examinarea hărților geologice și tectonice, în corelație cu cele de paleocurenți, la datele sedimentologice și informațiile paleoecologice.

Stabilirea ariilor sursă pe baza măsurătorilor de paleocurenți pentru bazinul flișului presupune, în cazul structurilor cu un grad ridicat de tectonizare, ca reconstituirea să înceapă cu redesenarea morfologiei paleobazinului, care determină o circulație caracteristică, cu repercursiuni în redistribuirea sedimentelor în acesta.

Referindu-se la paleocurenți și semnificațiile acestora în configurarea ariilor sursă , Contescu et al. (1966) Mihăilescu și Contescu (1968), Contescu (1974), Jipa (1970), Anastasiu și Jipa (1983), Einsele (1992), Turtureanu (1999) iau în discuție diferiți parametrii morfo–structurali ai depozitelor sedimentare și semnificația paleodepozițională a acestora.

Contescu (1974) prezintă un sistem de paleocurenți pentru bazinul flișului, după cum însuși afirmă, „speculativ". În harta care însoțește textul sunt figurate două celule de paleocurenți, una care se închide în Carpații Nord-Vestici și de Mijloc și alta în Carpații Sud-Estici (diviziuni în sensul folosit de Mihăilescu, 1963). Bazinul flișului comunica în două zone cu bazinul panono-transilvan: în sud, în zona curburii Carpaților Orientali și prin partea de nord a Carpaților Beschido-Maramureșeni. După direcțiile de transport ale paleocurenților, sursele de material detritic pentru bazinul flișului Carpaților Orientali erau diversificate, fiind reprezentate în partea internă a bazinului de masivul median panono-transilvan și cordilierele intrabazinale, la care, în partea externă, se adaugă un transport din zona cratonului est-european (fig. nr. 106).

Anastasiu și Jipa (1983) iau în calcul în analiza paleocurenților două categorii de proprietăți ale sedimentelor: *proprietăți scalare*, care se referă la natura compozițională, texturală și structurală a depozitului sedimentar și *proprietăți direcționale*, care indică deplasarea curgerii fluide (paleocurenții). Din punct de vedere morfologic structurile direcționale se pot grupa în *liniare* (urme de curent, orientarea bioclastelor, crestele depoziționale) și *planare* (laminațiile și structurile imbricate).

Autorii recunosc că o problemă care este de rezolvat în studiul paleocurenților, cu importanță decisivă în structurile de orogen, este cea a influenței deformărilor tectonice postdepoziționale. Cazul cel mai simplu de rezolvat este al cutelor simple, concentrice, când stratele suferă o simplă rotație în jurul axei orizontale. Dificilă însă este situația în cazul unor plonjuri, când stratele suferă rotații duble, sau chiar multiple în jurul unei axe sau a mai multor axe. Uneori această problemă este insurmontabilă.

Studiile de paleocurenți se concretizează în diagrame, cartodiagrame și hărți de paleocurenți. Hărțile de paleocurenți sunt cu atât mai semnificative cu cât acoperă suprafețe mai mari, cu puncte de observație omogen distribuite, cu o densitate direct proporțională cu scara hărții.

Referindu-se la modelele sedimentologice Einsele (1992) introducea încă un element de dificultate în studiul paleogeografiei bazinelor de sedimentare, și anume reconstituirea paleocirculației oceanice. Se arăta că forțele Coriolis abat spre dreapta corpurile în mișcare în emisfera nordică și spre stânga pe cele din emisfera sudică, în mod similar comportându-se și curenții oceanici. În acest sens circuitele ecuatoriale deviate în sens orar la nord de ecuator și

antiorar la sud de acesta, reflectă efectul Coriolis. La suprafața unui corp de apă, unghiul dintre direcția curentului de apă și cea a vântului care-l antrenează poate ajunge la 45^0. Datorită stratificării apei oceanice în adâncime, fiecare substrat este antrenat de cel de deasupra. Luând în considerare faptul că la viteze din ce în ce mai mici abaterea Coriolis crește și că fiecare substrat este antrenat în mișcare de cel superior, se ajunge la situația că în adâncime abaterea crește progresiv, până la 90^0. *Distribuția rezultantă a direcțiilor curenților oceanici în raport cu direcția circulației atmosferice, la diferite adâncimi se numește spirala lui Eickman.* Această spirală este complicată în adâncime de „circulația termohalină" generată de variațiile densității apei, la care se adaugă fenomenul de „ upwelling" și curenții de contur, controlați în principal de topografia fundului bazinului.

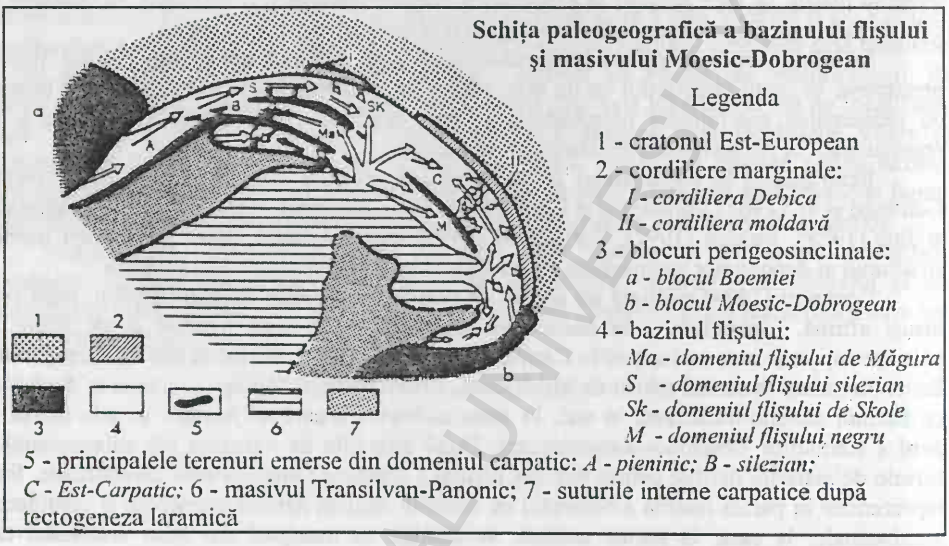


Fig. nr. 106 – Distribuția cordilierelor și circuitelor de paleocurenți în bazinul flișului postlaramic (după Contescu, 1974)

Pe lângă efectele constatate în redistribuirea sedimentelor în bazin se remarcă și efecte de natură litologică, în sensul că în zonele de upwelling costal sau ecuatorial apele sunt bogate în nutrienți care sunt aduși din adâncime spre suprafață, determinând o productivitate mare a fitoplanctonului (coccolitele, diatomeele, etc.) și zooplanctonului (de exemplu foraminiferele). Existența de hrană abundentă atrage după sine organisme mari (necton) care se hrănesc cu microorganisme. Chiar dacă cea mai mare parte a producției biogene primare este consumată și mineralizată în coloana de apă, ritmul de sedimentare și acumulare a materialului biogen crește considerabil în zonele de upwelling comparativ cu celelalte zone, de fertilitate normală. Din acest motiv sedimentele de mare adâncă asociate cu zonele de curenți ascendenți, de exemplu din zonele ecuatoriale, conțin carbonat și silice biogenă și materie organică în proporție mult mai mare decât zonele învecinate.

În cercetările paleogeografice din ultima perioadă s-au impus ca o necesitate studiile palinspastice și sedimentologice. Săndulescu și Micu (1989) efectuează o analiză paleogeografică la nivelul Oligocenului din Carpații Orientali, folosind metoda reconstrucției palinspastice. La nivelul Rupelianului este indicată prezența unor faciesuri destul de puțin diferențiate, aportul de material detritic este sărac în cuprinsul zonei flișului, aria sursă fiind în dreptul flișului transcarpatic. Ulterior, la nivelul Chattian - Aquitanianului se produce o diferențiere semnificativă în zona flișului. Se remarcă dezvoltarea unor depozite de wildflysch

(faciesul de Slon) a cărei sursă era situată în zonele interne, iar materialul alohton era adus prin canale submarine. În timpul Oligocenului au existat tranziții între faciesurile interne și faciesurile externe, această zonă cu caractere mixte marcând zona axială a trogului flișului.

Ellouz și Roca (1994) fac o reconstrucție palinspastică a zonei carpatice și ale celor adiacente pentru intervalul Cretacic–Miocen, luând în calcul informațiile tectonice, sedimentologice, paleogeografice, etc., privind Catena carpatică de pe teritoriul Slovaciei, Ungariei, Poloniei, Ucrainei si României. Pentru teritoriul României folosește lucrările lui Săndulescu (1975, 1980, 1984, 1988, 1994). Referindu-se la scurtările de scoarță aferente momentelor tectogenetice care au afectat bazinul flișului, autorii le apreciază la cca. 180 km. Privitor la segmentul Orogenului carpatic de pe teritoriul României, sunt prezentate principalele momente de evoluție paleogeografică conform modelului propus de Săndulescu (1984) (faza de distensiune a geosinclinalului carpatic, situat pe marginea sudică a plăcii continentale europene, Triasic–Jurasic superior și faza de compresiune, Cretacic inferior – Miocen inferior).

Urmărind evoluția bazinului de sedimentare corespunzător domeniilor Skole – Skibas – Tarcău și Borislav – Pocuția (= Vrancea, n.n) pe hărțile palinspastice, se observă că acestea sunt active din Cretacicul inferior până în Miocenul inferior, autorii descriind intervalul Eocen – Oligocen ca o perioadă de atenuare a compresiunilor tectonice, urmate în Miocenul inferior (Badenian) de o intensificare a acestora pe o direcție NE, ceea ce determină șariajul depozitelor deformate spre est, peste depozitele de molasă (fig. nr. 107).

Un alt aspect care se ia în calcul în cazul reprezentărilor paleogeografice este legat de poziția și geomorfologia ariilor sursă, în raport cu bazinul de sedimentare, știindu-se că acestea au un rol foarte important în distribuția și formarea litofaciesurilor heteropice și caracterul predominant rudito-arenitic sau silto-lutitic al depozitelor. Pe lângă sursele reprezentate de marginile bazinului de sedimentare, un rol cu o importanță covârșitoare o au sursele intrabazinale, reprezentate de cordiliere.

Poziția și constituția litologică a cordilierelor, precum și semnificația sedimentologică a acestora a fost abordată într-o serie de lucrări de către Filipescu (1942), Contescu et al. (1966), Ionesi (1971), Contescu (1974), Dicea (1974), Săndulescu et al. (1981), Săndulescu (1984), Ionesi et al. (1988), , Săndulescu și Micu (1989), Ellouz și Roca (1994), Grasu et al. (1988, 1999, 2002).

Contescu (1974) referindu-se la bazinul din Albian al flișului intern prezintă un model cu o cordilieră alcătuită din roci metamorfice, cu aspect insular, care separa domeniul flișului de Ceahlău de cel curbicortical. Autorul explică variația faciesurilor sedimentare de la rudito-arenitice la silto-lutitice prin batimetria bazinului și alimentarea acestuia cu material de pe cordilieră sau de pe marginile acestuia (fig. nr. 109).

Dicea (1974) descrie pe baza secțiunilor seismice o depresiune epiplatformică al cărei ax se plasează la marginea flișului la sud de Valea Râșca și în interiorul flișului extern în sectorul Moldova – Suceava. Aceasta a făcut parte împreună cu depresiunile Lvov și Bârladului din aria kimerică. La vest depresiunea este mărginită de o ridicare, considerată „cordilieră-prag", care la sfârșitul Jurasicului a fost înglobată în platformă împreună cu depresiunea epiplatformică. Cordiliera este exondată împreună cu platforma devenind țărmul geosinclinalului carpatic, căruia îi furnizează material până în Miocenul mediu. Urmărind figura nr. 108 care însoțește textul, se observă că această cordilieră de șisturi verzi se oprește undeva într-o zonă situată la sud de râul Putna, în zona Suceava – Putna fiind probabil îngropată.

Săndulescu (1984) luând în discuție aspectele paleogeografice ale flișului și ariile sursă pentru bazin, admite existența cordilierelor cu un rol complex, sedimentologic și tectonic. Astfel se presupune un sistem de cordiliere, dispus de la vest la est, cu o „funcționare" în timp diferențiată în același sens (ultima îngropată în Burdigalian fiind cordiliera de șisturi verzi din partea de est a bazinului):

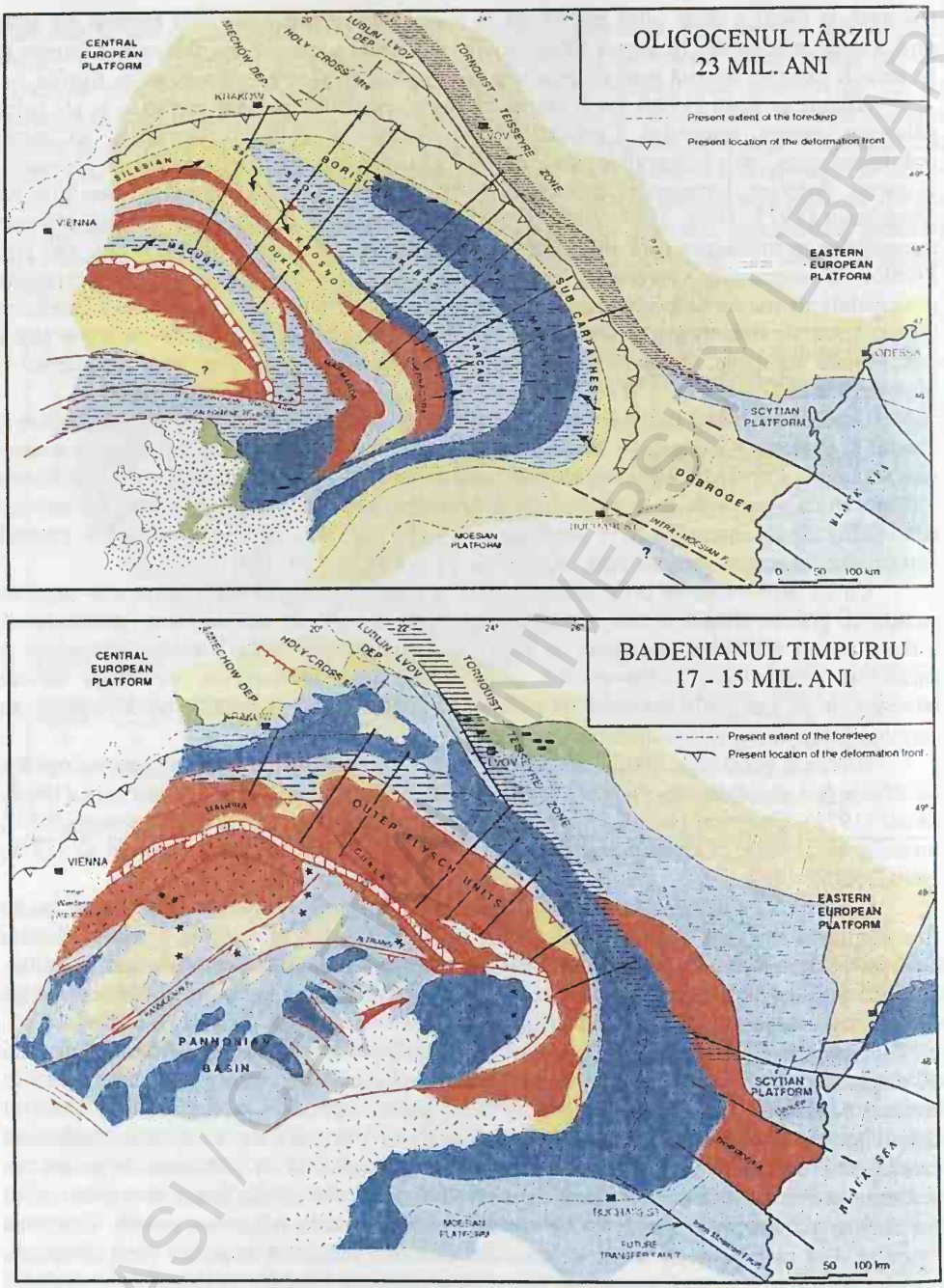


Fig. nr. 107 – Reconstrucția palinspastică la nivelul Oligocenului și Badenianului: sus – Oligocenul superior; jos – Badenianul inferior (după Ellouz și Roca, 1994)

- cordiliera perimoldaviană care a separat flișul curbicortical de cel de Sinaia, cu rol preponderent în alimentarea bazinului extern;

BCUJASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- cordiliera cumană care ar fi putut separa bazinele unităților de Audia și Tarcău, sau Audia și Macla;

- codiliera șisturilor verzi de tip dobrogean (= pragul marginal moldav), cu o poziție situată între bazinele unităților de Vrancea și subcarpatică, sau la exteriorul cele subcarpatice. Aceasta ar putea fi moștenită în structura anticlinală Pleșu - Petricica din Pânza subcarpatică.

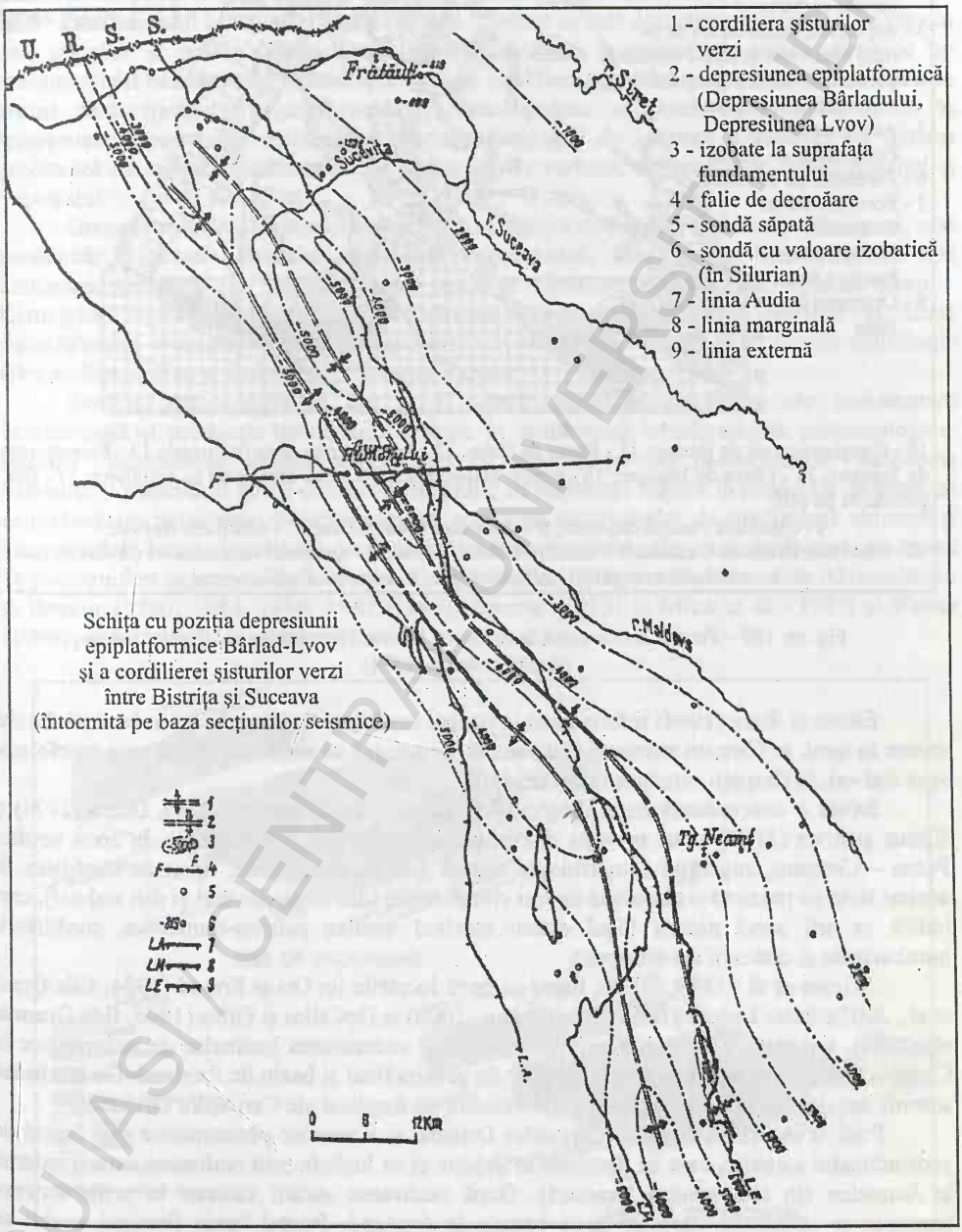
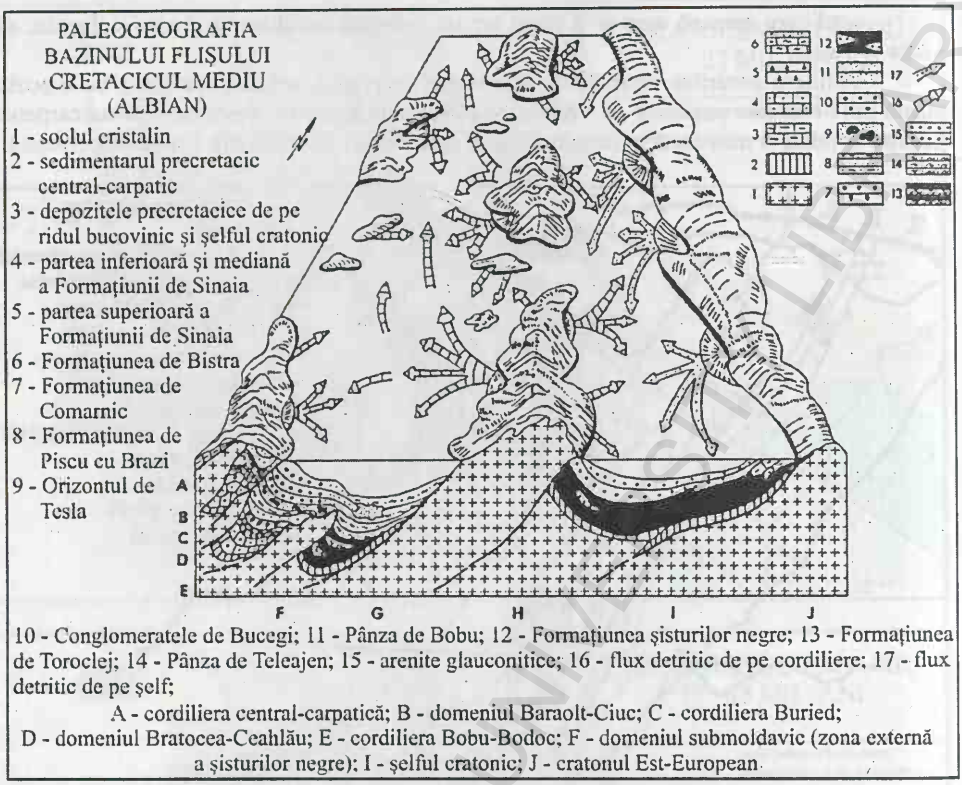


Fig. nr. 108 – Traseul cordilierei de șisturi verzi după Dicea (1974)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



10 - Conglomeratele de Bucegi; 11 - Pânza de Bobu; 12 - Formaţiunea şisturilor negre; 13 - Formaţiunea de Toroclej; 14 - Pânza de Teleajen; 15 - arenite glauconitice; 16 - flux detritic de pe cordiliere; 17 - flux detritic de pe şelf;

A - cordiliera central-carpatică; B - domeniul Baraolt-Ciuc; C - cordiliera Buried; D - domeniul Bratocea-Ceahlău; E - cordiliera Bobu-Bodoc; F - domeniul submoldavic (zona externă a şisturilor negre); I - şelful cratonic; J - cratonul Est-European

Fig. nr. 109 – Poziţia ariilor sursă în raport cu faciesurile arenitice ale flişului intern (după Contescu. 1974)

Ellouz şi Roca (1994) referindu-se la traseul cordilierelor identificate în bazinul flişului extern în nord, în Carpaţii polonezi şi ucraineni, sugerează că acestea s-ar estompa morfologic spre sud-est, în Carpaţii româneşti (fig. nr. 110).

Există o concordanţă între observaţiile efectuate de Contescu (1974), Dicea (1974) şi Ellouz şi Roca (1994) în ce priveşte dezvoltarea cordilierelor intrabazinale, în zona nordică Putna – Ceremuş, sugerând o morfologie simplă a bazinului flişului, lipsit de cordiliere. În acelaşi timp se prezintă o circulaţie cu trei componente (din nord, din sud şi din sud-est), care indică ca arii sursă pentru flişul extern masivul median panono-transilvan, cordilierele intrabazinale şi cratonul est-european.

Grasu et al. (1999, 2002), luând ca bază lucrările lui Ori şi Friend (1984; fide Grasu et al., 2002), Ricci Lucchi (1986; fide Miclăuş, 2000) şi DeCelles şi Giles (1966, fide Grasu et al., 2002), sintetizează modelele privind evoluţia şi succesiunea bazinelor de sedimentare în Carpaţii Orientali şi semnificaţia termenilor de geosinclinal şi bazin de foreland. De asemenea autorul imaginează un model evolutiv al bazinelor de foreland ale Carpaţilor Orientali.

Potrivit autorilor, evoluţia Carpaţilor Oriental şi a zonelor pericarpatice este legată de geosinclinalul carpatic, care se deschide în Triasic şi se închide prin realizarea suturii externe în Senonian (în tectogeneza laramică). După realizarea suturii externe în ariile externe carpatice se instalează succesiv două bazine de foreland. Primul bazin (bazinul vechi) se instalează după tectogenezele dacidice şi îşi încheie evoluţia odată cu tectogenezele moldavidice, badenian-volhiniene, iar al doilea (bazinul nou) se configurează după tectogeneza moldavică din Volhinian. În această interpretare, din structogeneza geosinclinală

au rezultat dacidele şi din cea a bazinului vechi de foreland, moldavidele. În bazinul nou de foreland s-a format cuvertura unităților de vorland.

Bazinul vechi de foreland corespunde cu aria marină care a funcționat în fața nucleelor cristaline şi bordurii vestice de terenuri sedimentare de fliş (flişul negru, de Ceahlău, etc.), deci cu aria de formare a depozitelor moldavidice, cuprinse în pânzele de Teleajen, Audia, Tarcău, Vrancea şi molasa inferioară (depozitele cutate ale Pânzei subcarpatice).

Fundamentul acestui bazin era eterogen, format în vest din terenuri carpatice, în est din cele podolice şi scitice şi într-o zonă intermediară din fundament de şisturi verzi, de tip moesic. Acest bazin era segmentat spre vest de cordiliera carpatică şi spre est de cordiliera de şisturi verzi (pragul marginal moldav). Structogenetic se poate remarca faptul că în tectogenezele post-colizionale moldavidice, mecanismul de scurtare a scoarței s-a datorat proceselor de subşariaj diferențiat ale blocurilor de vorland, delimitate de faliile Bistriței şi Trotuşului.

Grasu et al. (2002) consideră că această cordilieră de şisturi verzi de tip dobrogean, este moştenită în actuala structură anticlinală subcarpatică, din culmile Pleşu-Petricica. De asemenea, soclul de tip moesic forma o serie de cordiliere intrabazinale, precum Streiu - Cernegura regăsită în anticlinalele Doamna-Horaița (semifereastra Bistrița) şi Coza (semifereastra Vrancea) şi într-un aliniament mai vestic reprezentat de structurile anticlinale Cârnu - Straja, Uzu şi Ojdula, din Pânza de Tarcău.

Studiile paleogeografice fac apel pentru stabilirea condițiilor de sedimentare intrabazinală şi producția de material detritic în ariile sursă la informațiile paleoecologice. Acestea completează tabloul paleomedial cu aspecte privind paleoclimatul, batimetria bazinului şi parametrii fizico-chimici ai acestuia, cu implicații majore în producția de material extraclastic şi intraclastic în ariile sursă şi formarea sedimentelor de precipitație chimică şi biochimică în bazin. O serie de cercetări privind depozitele de fliş au fost efectuate pe faune de foraminifere aglutinate de Joja et al. (1963), Dicea (1974), pe ichnofaună de Alexandrescu şi Brustur (1980, 1982, 1984, 1987, 1990), Brustur (1995) şi Micu et al. (1987) şi Florea (1999) pe faune de nannoplancton

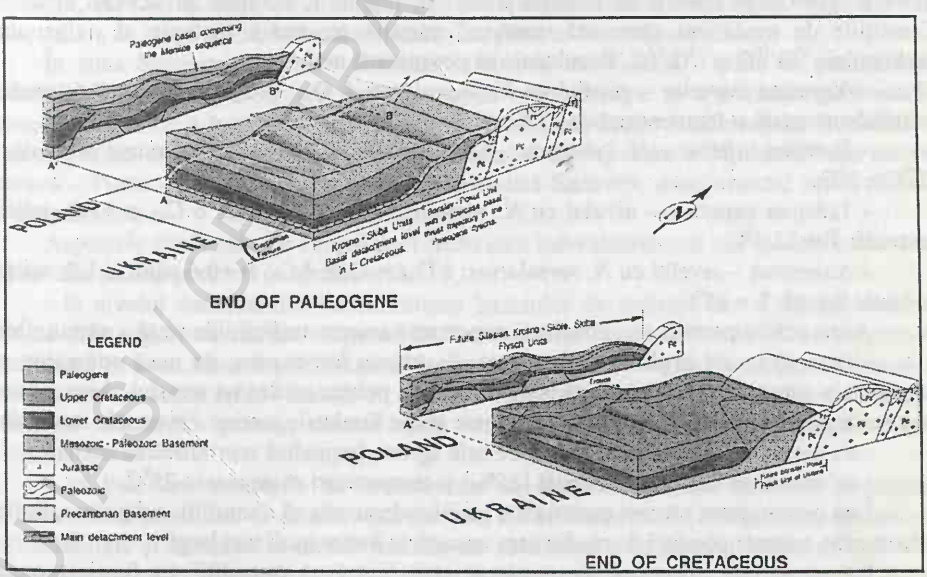


Fig. nr. 110 – Poziția cordilierelor în domeniile de sedimentare Skole – Skibas şi Borislav – Pocuția în Cretacic şi Paleogen (după Ellouz şi Roca, 1994)

Joja et al. (1963) şi Dicea (1974) sunt de părere că dezvoltarea constantă pe tot intervalul Eocenului a foraminiferelor aglutinate dovedeşte constanţa condiţiilor bionomice în bazinul de sedimentare. În ce priveşte semnificaţia ecologică a faunelor identificate sunt două moduri de interpretare. Joja et al. (1963) consideră că aglutinatele sunt forme de apă adâncă şi rece, dezvoltate în condiţii restrictive, iar Dicea (1974) optează pentru un bazin cu adâncimi de 3000–6000 m, care evoluează în Paleogen într-un climat moderat spre cald, explozia de globigerine de la sfârşitul Eocenului întărind această concluzie.

Studiul ichnofaunei din depozitele flişului extern efectuat de Brustur (1995) aduce date interesante privind batimetria şi condiţiile ecologice din bazinul de sedimentare. Astfel:

- Formaţiunea de Hangu s-a depus într-un bazin relativ adânc, sub taluzul continental, spre deosebire de Formaţiunea de Lepşa acumulată pe un şelf puţin adânc. Referitor la contextul sedimentologic arată că acumularea s-a făcut în condiţiile unui aport combinat de origine turbiditică şi pelagică;

- formaţiunile de Plopu şi Bisericani s-au depus la adâncime mare, în domeniul batial, deşi nu este exclus nici domeniul abisal, cu temperatură moderată şi salinitate normală. Creşterea adâncimii bazinului de sedimentare se face de la est spre vest, ceea ce este în concordanţă cu raportul foraminiferelor aglutinate/planctonice, frecvenţa celor aglutinate crescând spre vest şi cu interpretarea batimetrică a bazinului flişului dată de Săndulescu (1984) care aprecia că axul fosei de sedimentare în intervalul Coniacian – Oligocen era plasat în aria de depunere a flişului de Tarcău - Tazlău;

- la nivelul de depunere a Formaţiunii gresiei de Kliwa autorul sugerează un mediu aerat în zonele litorale, care a permis dezvoltarea şi apoi conservarea unei ichnofaune caracteristice.

Reconstituirea mediului de viaţă a foraminiferelor mari a stat în atenţia a numeroşi cercetători, dintre care putem aminti: Rozlozsnick (1927, fide Blondeau, 1972), Nemkov (1960), Pavlovec (1961, fide Turtureanu), Arni (1965, fide Turtureanu 1994), Tivolier (1967, fide Blondeau, 1972), Blondeau (1972), Hottinger (1977), Mária Jámbor – Kness (1988).

Blondeau (1972) citează analizele izotopice efectuate în Bazinul Parisului de către Tivollier (1967), pe cochilii de moluşte şi teste de numuliţi, recoltate din aceeaşi formaţiune. Condiţiile de mediu se apreciază urmărind variaţia raportului izotopic al oxigenului şi carbonului: $^{18}O/^{16}O$ şi $^{13}C/^{12}C$. Rezultatele se pot rezuma astfel:

- Ypresian superior – nivelul cu *N. planulatus*: $\delta O_{18} = -2,5$; $\delta C_{13} = -0,6$; mediu cu salinitate normală şi temperatură de 27^0C;

- Luteţian inferior – *N. laevigatus*: $\delta O_{18} = -2,5$; $\delta C_{13} = +2,3$; salinitate normală, $T = 25^0C \pm 3^0C$;

- Luteţian superior – nivelul cu *N. variolarius*: $\delta O_{18} = -2,2$; $\delta C_{13} = +1,2$; salinitate normală, $T = 25,4^0C$;

- Auversian – nivelul cu *N. variolarius*: $\delta O_{18} = -3,9$; $\delta C_{13} = +0,6$ până la 1,4; salinitate de bazin litoral, $T = 25^0C$.

Acest studiu permite trei concluzii importante asupra mediului de viaţă a numuliţilor.

- numuliţii sunt organisme stenobate. Ei trăiesc într-o mare de mică adâncime şi au nevoie de o cantitate sporită de bicarbonat de calciu pentru edificarea testului. Aceste condiţii sunt realizate cu uşurinţă în mâlurile calcaroase de pe fundurile marine din zonele tropicale;

- au nevoie de ape liniştite, deoarece cele agitate împiedică reproducerea sexuată;

- au nevoie de salinitate normală (35‰) şi temperaturi ce depăşesc 25^0C.

Însă convingerea tot mai puternică a lui Blondeau este că numuliţii, cel puţin referitor la paleomediu, suportă condiţii de mediu care variază în limite mult mai largi.

Un alt aspect important de remarcat este faptul că numuliţii au furnizat material abundent în anumite perioade, formând calcare de bioacumulure. Se observă o anumită zonalitate, "preferinţă", a unor specii pentru anumite zone, unde participă cu testurile la "bioconstrucţia" unor roci. De exemplu: testele speciilor *N. gizehensis* şi *N. beaumonti* se

regăsesc cu precădere în rocile de bioacumulare din Senegal şi Egipt; cele ale speciilor *N. perforatus* şi *N. biarritziensis* se regăsesc în Italia (Capul Mortola) iar cele ale speciilor *N. intermedius* şi *N. bouillei* formează roci în Italia, Siria, Madagascar.

Viteza de dezvoltare a organismelor este uneori superioară ratei de sedimentare. Astfel în Luteţianul inferior (la Soissonnais), 80% din "pietrele cu bănuţei" sunt constituite din teste de numuliţi. Bancurile cu numuliţi ating mai mulţi metri. Astfel în Libia atinge 50 m nivelul cu *N. gizehensis* şi 15 m cele cu *N. perforatus*, iar în Bazinul Parisului bancul cu *N. laevigatus* atinge 1 –1,5 m. Grosimea bancurilor formate este direct proporţională cu talia numuliţilor. Un strat format din teste de *N. prestwichianus*, cu grosime de 1 mm, ajunge la o grosime de 33 cm şi unul format din teste de *N. laevigatus*, cu o grosime de 4 mm, măsoară 130 cm. Zonele cele mai favorabile pentru dezvoltarea numuliţilor sunt zonele recifale şi subrecifale. În aceste zone bogate în mâluri calcaroase, organismele ating talie mare. *N. gizehensis* din reciful Khane sl Bassal (Liban) ajunge la 8 cm, iar *N. millecaput* în Armenia are 10 –12 cm în diametru. De asemenea în aceste zone se remarcă creşterea de spire suplimentare la toate speciile. În flişul extern din Carpaţii Orientali sunt evidenţiate de Ionesi (1971) adevărate lumaşele cu numuliţi în Formaţiunea de Ardeluţa.

H. Luterbacher (1984, fide Turtureanu) întreprinde o serie de studii în Pirineii sudici, prilej cu care face şi o serie de observaţii asupra mediului de viaţă a foraminiferelor mari. Cu privire la numuliţi şi assiline face remarca că morfologia testului acestora este în legătură directă cu mediul de viaţă, neritic sau litoral. În acest sens, distinge trei grupe morfologice:

- formele mici, sub 8 mm, bombate, cum ar fi cele din grupul *N. globulus*, sunt frecvente în depozitele de apă puţin adâncă, precum nivelele siltice din prodelte;
- formele mari şi plate, mai mari de 8 mm, sunt frecvente în zonele litorale, în apropierea ţărmului;
- formele mari, bombate sau ovoidale, cum ar fi *N. perforatus*, constituie depozite lagunare.

Pe baza informaţiilor privind ecologia foraminiferelor mari, majoritatea cercetătorilor acceptă că aria de maximă dezvoltare a numuliţilor este reprezentată de zona ecuatorială a Tethisului, care se întindea de la Atlantic, în zona mediteraniană, Asia Mică, Asia Centrală, India, Africa de Nord şi Est, Indochina, Australia, până în Noua Zeelandă.

În zona Suceava – Putna – Brodina s-au pus în evidenţă o serie de particularităţi litofaciale faţă de zonele sudice, care presupun o morfologie şi o evoluţie particulară a segmentului nordic a bazinului flişului extern. O altă explicaţie a diferenţelor litofaciale ar putea fi poziţia mult mai vestică în bazin a arealului de depunere a depozitelor din sectorul Suceava – Putna – Brodina, în raport cu zona sudică Sucevita, aranjamentul actual fiind de natură tectonică.

Aspectele litofaciale ale Pânzei de Tarcău care individualizează sau apropie această arie faţă de cele sudice se referă la următoarele:

- la nivelul Senonianului uniformitatea bazinului de sedimentare a flişului extern se menţine şi în segmentul nordic. Aspectul litofacial al depozitelor şi faunele de nannoplancton determinate în zona noastră şi în bazinul Sucevitei (Florea, 1999) pledează pentru depunerea acestora într-un bazin relativ adânc, cu ape mai calde. Grasu et al. (1988) sunt de părere că materialul sedimentar provine dintr-o sursă vestică, cu un relief şters, afectat de o slabă eroziune;
- în Paleocen condiţiile de sedimentare se schimbă datorită activării în mişcările laramice a unei cordiliere de şisturi verzi (Ionesi, 1971; Grasu et al., 1988), cu un rol complex sedimentologic şi tectonic. În zonele ridicate ale cordilierei s-au instalat biotopuri recifale cu alge, briozoare sau cu spongieri, care mai târziu au constituit sursa pentru materialul detritic. În aceste condiţii se acumulează calcarele detritice (calcare allodapice; Ionesi, 1971) ale Formaţiunea de Izvor, cu o dezvoltare constantă şi în sectorul nostru. Florea (1999) consideră

că nannoplanctonul paleocen identificat în zona Suceava – Sucevița denotă un domeniu de sedimentare epicontinental caracterizat de fluctuații ale temperaturii apei;

- la nivelul Eocenului inferior și mediu sedimentarea îmbracă în aria de depunere a Pânzei de Tarcău un facies particular, caracterizat de predominanța depozitelor arenitice, cuarțoase, care procentual depășesc 70-80% din coloana litologică. Astfel, peste episodul detrito-carbonatic al Paleocenului (Formațiunea de Izvor), urmează un prim episod arenitic, cuarțos, când aproape pe întreg arealul Suceava – Putna – Brodina (cu excepția coloanei aferente Solzului Crucii – Stauina – Sihăstria) se depun gresii cuarțoase glauconitice, care alcătuiesc Formațiunea de Surcele cu grosimi de până la 40 m. În continuare urmează un accident silicios determinat de intervenția masivă a unui exces de silice organogenă (Joja, 1960; Băncilă și Papiu, 1960; Grasu et al., 1988) reprezentat de Formațiunea de Straja, cu grosimi de până la 75 m, după care se revine la sedimentarea arenitică (de această dată cu o oarecare diferențiere între zonele estice și vestice). În zona centrală a zonei, pe aria de dezvoltare a Solzului de Bâtca – Glodu, depozitele grezo-calcaroase ale Formațiunii de Sucevița sunt înlocuite de gresii cuarțoase, glauconitice, de tip Scorbura, care pe profilul Caraula ating 350 m grosime. Aceste se mențin și în vest, în baza Formațiunii de Tazlău, pe o grosime de până la 135 m. Din grosimea totală a coloanei litologice a Eocenului inferior și mediu de cca. 465 m în Valea Sucevei, 350-390 m sunt reprezentați de secvențele de gresii cuarțoase glauconitice.

Caracterul predominat arenitic al sedimentării la nord de râul Putna ridică câteva probleme privind natura și poziția ariei sursă care a furnizat cantitățile uriașe de nisip cuarțos, condițiile paleoclimatice care au favorizat producerea materialului clastic și morfologia bazinului de sedimentare.

Studiul petrografic și granulometric efectuat de Grasu et al. (1988) pe gresii de tip Scorbura - Pâltinoasa arată o compoziție mineralogică până la identitate cu gresia de Kliwa (peste 90% cuarț și cherturi) și parametrii granulometricei foarte apropiați de ai acesteia, ceea ce în opinia autorilor indică o arie sursă platformică, comună pentru cele două tipuri petrografice. Grasu (1996) referindu-se la gresiile cu maturitate ridicată, lansează ideea că materialul clastic din gresia de Kliwa (deci și cel din gresia de Scorbura, n.n.) ar putea proveni din roci metamorfice ale seriilor de metagraywacke cuarțoase ale cordilierei dobrogene, în condițiile unui climat subtropical foarte umed, cu temperaturi de cca. 26^0C și precipitații de 5000 mm/an.

Climatul cald din intervalul Ypresian – Lutețian este în concordanță cu informațiile biostratigrafice privind depozitele flișului extern. Astfel, faunele de numuliți (cu *Nummulites. planulatus și N. variolarius*) puse în evidență în depozitele de fliș extern (Ionesi, 1999), conform celor arătate de Blondeau (1972), caracterizează un climat cu temperaturi medii de 25-27^{0}C și cu o salinitate a mediului marin normală. În același sens este interpretat paleoclimatul de Dicea (1974) pe baza foraminiferelor aglutinate și de Florea (1999) care a luat în considerare faunele de nannoplancton identificate în bazinul Suceviței.

În condițiile zonei Suceava – Putna – Brodina, dacă analizăm semnificația tectonică a liniei Falcău – Ștef continuată în sud cu linia Merța – Bobeica, se constată o deplasare mai mare spre est de-a lungul acestui accident tectonic a solzilor vestici (de exemplu Solzul Crucii - Stauina - Sihăstria acoperă integral spre nord Solzul Crucii). În această situație nu este exclus ca poziția în care s-au format depozitele solzilor interni (de la vest de linia Falcău – Ștef) să fie mult mai vestică decât cea preconizată și bazinul să fie alimentat și din surse intrabazinale vestice. Însă, în ceea ce privește sursele de material sedimentar, credem că acestea sunt legate de prezența, cel puțin, a unei cordiliere intrabazinale de natura celei sugerate de Contescu (1974) pentru faciesurile cretacice interne, arenitice (fig. nr. 109). Constituția petrografică a acesteia trebuie să fi fost similară cu cea a unei cordiliere de șisturi verzi, care în condițiile unui climat cald și umed a fost capabilă să furnizeze cantitățile uriașe de nisip cuarțos ce a condus la formarea în Eocenul inferior și mediu a unei coloane de gresii cuarțoase de tip

Scorbura, de 350-390 m grosime. Probabil cordiliera era plasată între ariile de formare a depozitelor solzilor Bâtca – Glodu şi Crucii;

- în Oligocen evoluţia zonei noastre se încadrează în scenariul paleogeografic prezentat de Săndulescu şi Micu (1989), cu faciesuri puţin diferenţiate în prima parte când se depun menilitele inferioare, marnele bituminoase şi disodilele inferioare pe întreaga arie şi cu o uşoară diferenţiere la nivelul gresiei de Kliwa.

Dacă ne referim la bazinul de sedimentare a depozitelor Pânzei de Vrancea din Semifereastra Gura-Putnei, se pot preciza următoarele aspecte:

- la nivelul Eocenului mediu şi superior se păstrează nota de sedimentare caracteristică Litofaciesului de Doamna din Solzul Lomul – Scorbura, din fruntea Pânzei de Tarcău. În aceste condiţii bazinul de sedimentare în acest interval ar fi fost comun pentru depozitele din Semifereastra Gura-Putnei şi cele din fruntea Pânzei de Tarcău (Solzul Lomul – Scorbura);

- în Oligocen apar o serie de elemente de natură litofacială care presupun separarea bazinului de sedimentare a depozitelor din Semifereastra Gura-Putnei de cel al Pânzei de Tarcău, precum şi o morfologie diferită în raport cu ariile sudice. Astfel, în partea estică a Semiferestrei depozitele oligocene sunt caracterizate de absenţa elementelor de roci verzi, care apar, în schimb, în partea vestică, în Formaţiunea de Arşiţa. Formaţiunea de Arşiţa se găseşte în raporturi tectonice cu depozitele oligocene din aria estică. În aceste condiţii trebuie să imaginăm două surse de material pentru bazinul oligocen: o sursă platformică în est, fără elemente de roci verzi şi o cordilieră de şisturi verzi pentru aria vestică. Având în vedere absenţa elementelor de roci verzi în aria estică a Semiferestrei, poziţia cordilierei trebuie să fi fost mai internă, între pânzele de Tarcău şi Vrancea şi nu între Vrancea şi subcarpatică. Acelaşi lucru îl remarca şi Ionesi (1979) în bazinul Humorului şi Ionesi et al. (1988) în bazinul Suceviţei.

Dacă analizăm semnificaţiile paleogeografice ale datelor litostratigrafice, tectonice şi biostratigrafice din zona noastră şi din cele limitrofe, credem că aria de formare a depozitelor Pânzei de Tarcău (cel puţin ale celor situate la vest de linia Falcău – Ştef), eventual şi a celei de Vrancea, a avut o poziţie mai vestică comparativ cu zona limitrofă sudică, Sucevita. În sprijinul acestei afirmaţii vine situaţia tectonică, care relevă înaintarea mult mai spre est a solzilor vestici la nord de râul Putna, aceştia acoperind integral sau parţial o serie din solzii estici (Solzul Poiana Crucii este acoperit în nord în totalitate de solzi vestici, de-a lungul faliei Falcău – Ştef; Solzul Bâtca – Glodu acoperă parţial solzii Straja şi Lomul - Scorbura). Deplasarea mult accentuată a unităţilor tectonice spre est faţă de zonele sudice, pare a fi o caracteristică a tectonicii flişului extern din această zonă, aspect sugerat şi de gradul mare de acoperire şi etirare a Pânzei subcarpatice de către pânzele de Tarcău şi Vrancea.

Complexitate geologică aparte din extremitatea nordică a Carpaţilor Orientali, se încadrează într-un context geologic-structural, încă insuficient explicat din punct de vedere cauzal. Acest deziderat ar putea a fi atins, cel puţin parţial, apelând la modelul de evoluţie geotectonică propus de către Csontos (1995), Csontos şi Nagymarosy (1998) (fig. nr. 113) şi Csontos şi Vörös (2004) (fig. nr. 111, 112), pe baza datelor geologice obţinute din foraje şi prospecţiuni seismice executate în aria carpatică şi cel propus de Săndulescu (1994).

Acestea ar oferi, cel puţin, unele explicaţii privind diferenţele litofaciale înregistrate în domeniul flişului extern la nivelul Eocenului şi Oligocenului, între zonele situate la nord de Valea Moldovei şi la sud de aceasta şi în ceea ce priveşte aspectele tectonice particulare (dispariţia aproape totală a flişului de Ceahlău şi Teleajen, în vest zona cristalino-mezozoică luând contact direct cu Pânza de Audia, iar în est reducerea considerabilă a molasei pericarpatice, conexată cu tectonizarea avansată a pânzelor de Tarcău şi Vrancea, până la etirarea aproape totală a celei din urmă).

În acest sens, mişcările translaţionale şi rotaţionale ale blocurilor tectonice (în special Alcapa şi Tisza-Dacia) au putut determina paleogeomorfologii diferite ale sectoarelor nordice şi sudice din bazinul flişului, precum şi o poziţionare spaţială reciprocă complet diferită de cea

postmoldavică şi, în acelaşi timp, faţă de ariile sursă. Contextul paleogeografic diferit ar constitui o premisă pentru diferenţele litofaciale înregistrate la nivelul Eocenului (sedimentare predominant arenitică în nord şi marno-calcaro-grezoasă în sud, cu un aport redus de elemente de şisturi verzi, etc.) şi Oligocenului (reducerea Formaţiunii gresiei de Kliwa şi un aport foarte redus de elemente din cordiliera şisturilor verzi în zona de la nord de Valea Moldovei comparativ cu cea de la sud). De asemenea, reducerea ariei de aflorare a pânzelor flişului intern şi poziţia mult avansată spre est a pânzelor central-carpatice, ar avea pe lângă cauzele tectonice, cauze genetice legate de paleomorfologia, dimensiunile şi poziţia bazinului de sedimentare.

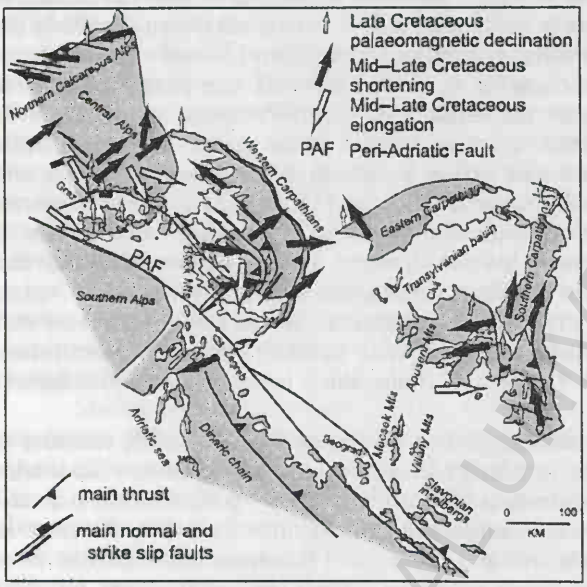


Fig. nr. 111
Elementele structurale ale ariei Carpatice în Cretacicul târziu. Liniile îngroşate indică zonele de forfecare ale arcului carpatic, în Carpaţii vestici (Csontos şi Vörös, 2004)

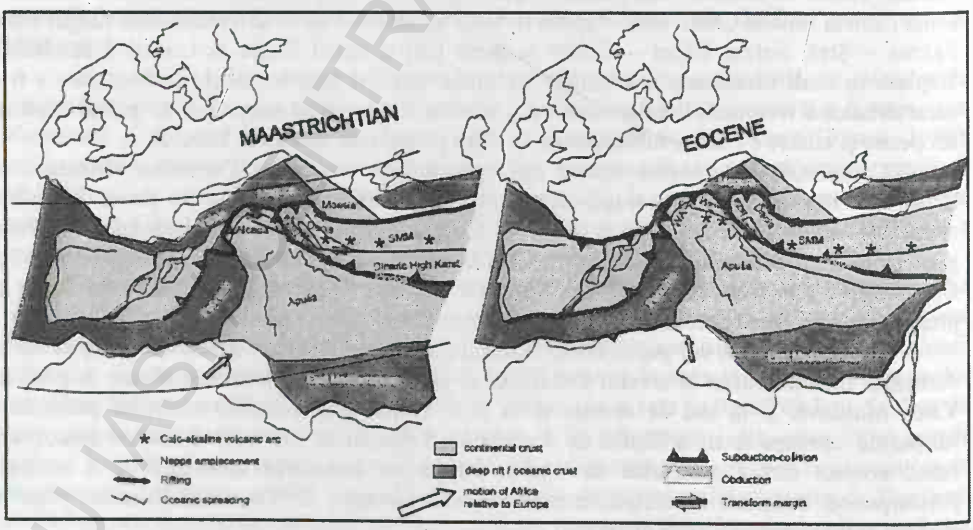


Fig. nr. 112 – Poziţia mezoplăcilor Apulia, Alcapa şi Tisza-Dacia, după mişcările rotaţionale suferite la nivelul Maastrichtianului şi Eocenului (după Csontos şi Vörös, 2004)

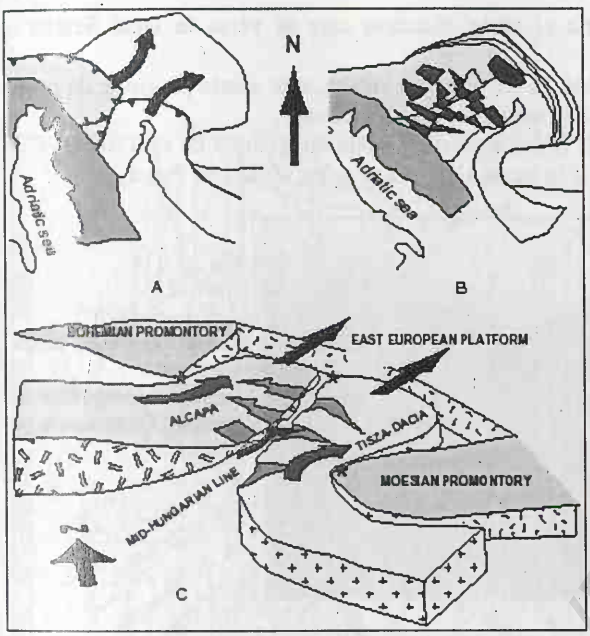


Fig. nr. 113
Model tectonic pentru evoluţia terţiar târzie a zonei Carpato-Panonice
(Csontos şi Nagymarosy, 1998)

A - hartă propusă pentru situaţia dinaintea rotaţiilor majore (Oligocen superior). Notaţi forma compactă a unităţilor.

B - Situaţie propusă după rotaţiile opuse majore, suprapunerea unităţilor Alcapa şi Tisza, şi extensiunea NE-SV (Miocen mediu). Ariile întunecate indică bazine triunghiulare de la marginea celor două unităţi.

C - Blocdiagramă disecată şi lăţită a zonei medio-ungare. Imaginea prezintă bazine de tip sfenochasm şi crustă – litosferă subţiată la marginile celor două unităţi. Pe baza caracteristicilor structurale noi credem că blocul nordic este decroşat peste cel sudic. Polii de rotaţie sunt marcaţi cu steluţe.

Un alt aspect asupra căruia am putut trage unele concluzii paleogeografice, se referă la evoluţia Văii Suceava în sectorul de fliş din Obcina Mare şi Obcinele Brodinei (sens Barbu, 1976). Studii privind evoluţia Văii Suceava şi a zonei de contact între Obcina Mare şi Podişul Sucevei au fost efectuate de Barbu (1970, 1976), Barbu şi Ionesi (1970), Barbu et al. (1966, 1972). Caracteristic Văii Suceava îi este dezvoltarea în sectorul montan a unor bazine „tectono-erozive" (Seletin - Costileva, Ulma – Nisipitu, Brodina – Sadău, Falcău şi Straja; anexa 2; fig. nr. 114, 116, 117), care în condiţiile analizei evoluţiei paleogeomorfologice au o semnificaţie specială. Urmărind concordanţa lito-structurală cu aspectele morfometrice şi morfografice a reliefului din Obcinele Bucovinei, se poate constata că în Valea Sucevei maxima dezvoltare a bazinelor se face pe depozitele Formaţiunii de Hangu, iar în sectoarele interbazinale aflorează pe suprafeţe importante gresii de tip Scorbura, Lucăceşti sau Kliwa (de exemplu în Valea Sucevei, în sectorul Caraula gresia de tip Scorbura atinge o grosime de cca. 350 m). În acelaşi timp, dacă urmărim dispunerea afluenţilor Sucevei în raport cu bazinele erozive, se observă că aceştia alcătuiesc o reţea radiară, care sugerează că bazinele au funcţionat ca nivele de bază locale pentru afluenţii care confluează cu Suceava în aceste areale (fig. nr. 115, 116, 117).

Coroborarea datelor litostructurale cu cele privind distribuţia reţelei hidrografice în raport cu bazinele „tectono-erozive" din sectorul Nisipitu – Straja, ne-au permis creionarea următorului scenariu de evoluţie paleogeografică:

- în tectogenezele stirice (Burdigalian – Badenian) se schiţează suprafaţa morfografică a reliefului văii Suceava care este definitivată în mişcările moldavice, intravolhiniene. În acest moment iau naştere bazinele Seletin – Costileva, Ulma – Nisipitu, Brodina – Sadău si Falcău, separate de praguri de gresii cuarţoase, masive, de tip Scorbura, Lucăceşti sau Kliwa. Acestea funcţionează ca nivele de apel hidrografic locale până la sfârşitul Pliocenului;

- în perioada Volhinian – Romanian iau naştere o serie din afluenţii actuali ai Sucevei, care debuşau în lacurile sarmato-pliocene: Nisipitu, Sadău, Brodina, Brodinioara, Falcău,

Cârmaci, Răstoaca şi segmentul vestic al râului Suceava care se vărsa în lacul Seletin – Costileva;

- în intervalul Romanian - Pliocen, în tectogeneza valahă, sunt sparte pragurile de gresii care separau bazinele lacustre şi se edifică actualul curs al Sucevei.

Acest model explică mulţumitor diferenţele de direcţie înregistrate de râul Suceava pe anumite sectoare şi poate fi extrapolat şi în cazul altor văi, precum Moldova, Putna, etc.

Fig. nr. 114
Bazinul „tectono-eroziv" Straja, văzut din Culmea Cârmaci (în planul îndepărtat urmează Depresiunea Rădăuţilor)

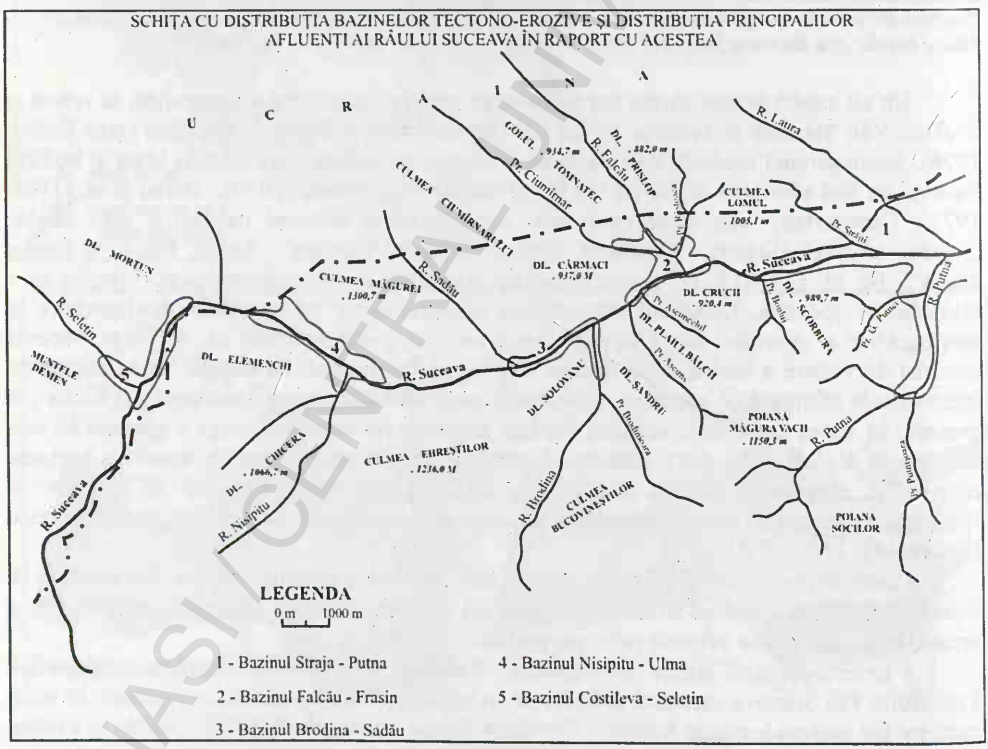


Fig. nr. 115 – Distribuţia afluenţilor Sucevei şi a sectoarelor acesteia în raport cu bazinele de eroziune Seletin – Costileva şi Ulma – Nisipitu

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

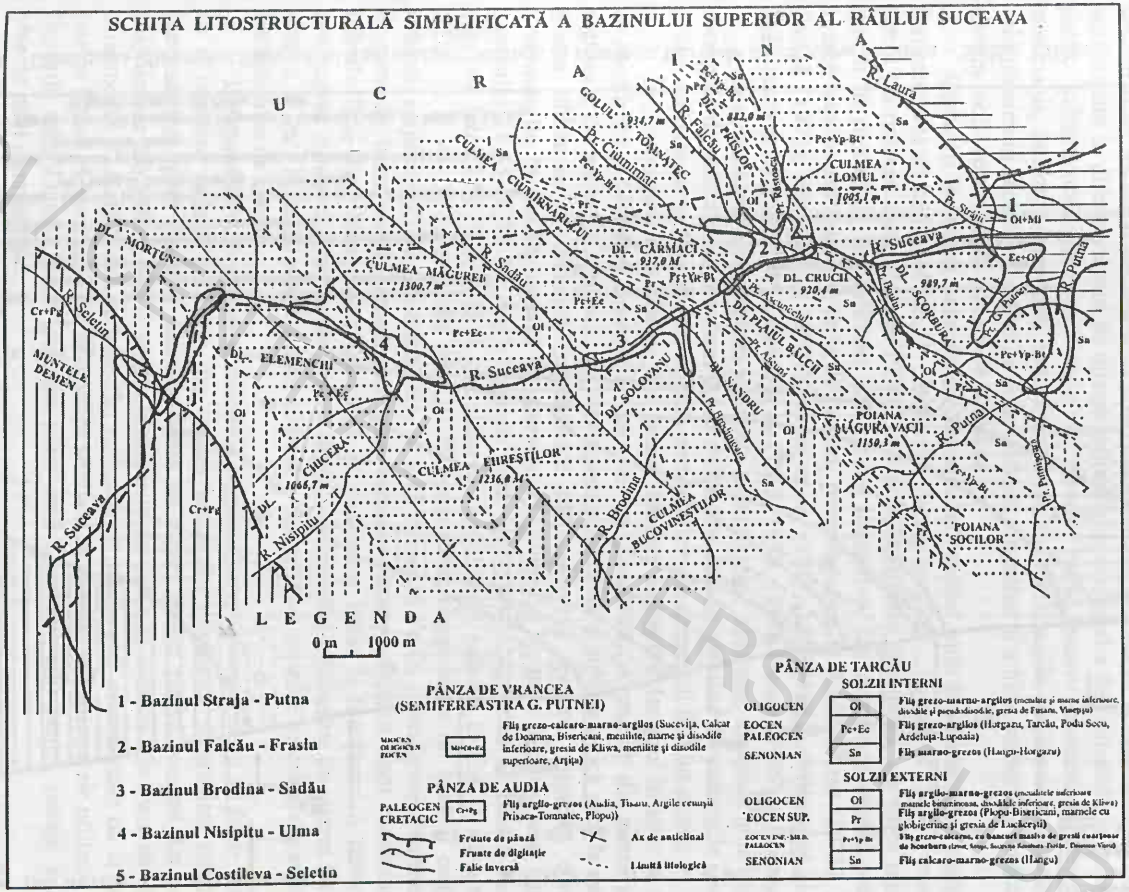


Fig. nr. 116 – Distribuția afluenților Sucevei și a sectoarelor acesteia în raport cu bazinele de eroziune Brodina – Sadău, Falcău și Straja

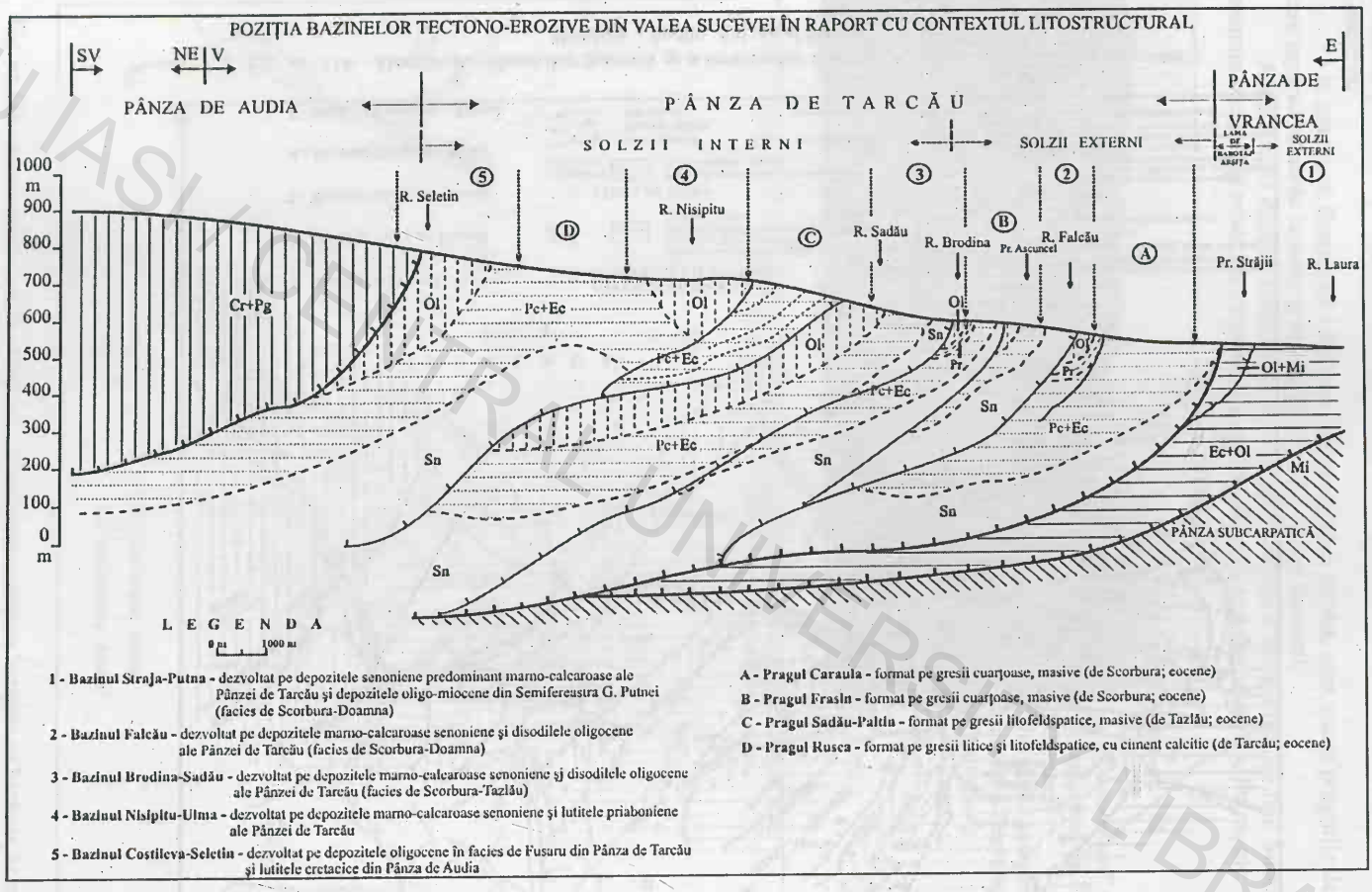


Fig. nr117 – Distribuţia afluenţilor Sucevei şi a sectoarelor acesteia în raport cu bazinele de eroziune Brodina – Sadău, Falcău şi Straja

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

IV. RESURSE MINERALE UTILE

Modalitățile de valorificare a resurselor naturale a constituit o preocupare constantă a comunităților locale și naționale. În aria flișului extern cercetarea și valorificarea depozitelor sedimentare în diferite ramuri de interes industrial și artizanal a fost orientată în două direcții: pentru valorificarea unor roci utile ca materii prime pentru industria materialelor de construcții, industria ceramică, industria sticlei, în construcțiile de locuințe, șosele, etc. și valorificarea în sectorul energetic a bitumolitelor oligocene și a hidrocarburilor cantonate, mai ales, în rocile rezervor ale Pânzei de Vrancea.

Cercetări în scopul valorificării industriale a rocilor utile și substanțelor energetice au fost efectuate de către I. P. E. G. „Suceava" (în prezent S.C. „Geomold" S.A.), trusturile de petrol (în prezent aparținând de PETROM) și ICSITEEMR București, ale căror rezultate se găsesc în rapoartele din arhivele instituțiilor respective. De asemenea pentru prezentarea acestui capitol am folosit o serie de lucrări, precum Ionesi și Rodica Urse (1971), Ionesi și Catană (1973), Pârvu et al. (1977), Papiu et al. (1977, 1979, 1982), Coman et al. (1978), Mihăilescu și Grigore (1981), Grasu et al. (1978, 1979, 1988), Florea (1999) și Bogatu (1999)

În continuare vom prezenta resursele potențiale de substanțe minerale utile din zonă și domeniile de utilizare ale acestora, prin similitudine cu cele stabilite de instituțiile specializate și de o serie de cercetători pentru tipurile petrografice din domeniul flișului extern.

În *Formațiunea de Hangu*, doi dintre membrii separați (Membrul inferior al marnelor cu chondrites și Membrul superior al marnelor cu chondrites), constituiți din marne și calcare argiloase, rar secvențe arenitice, au o compoziție chimică și mineralogică care le recomandă pentru utilizarea în industria materialelor de construcții (pentru obținerea cimentului). Conținuturile în $CaCO_3$ variază în intervalul 53,80-66,14 %, cele în SiO_2 sunt cuprinse în intervalul 18,45-26,55 %, Al_2O_3 variază între 3,42-5,24 %, iar valorile pentru Fe_2O_3 sunt cuprinse între 3,03 % și 4,03 %. Se observă conținuturile ridicate în $CaCO_3$ cu o medie de 60,10 % și Al_2O_3 cu o medie de 4,97 % considerate componente de bază și conținuturile scăzute, respectiv 23,92 % pentru SiO_2 și 3,43 % pentru Fe_2O_3 considerate elemente nocive. Raporturile între acești componenți sunt corespunzătoare obținerii unor cimenturi pentru mărcile B_{200}-B_{300}. Menționăm faptul că în localitatea Putna a funcționat o fabrică pentru producerea cimentului, iar în localitatea Straja s-a dezvoltat o industrie de interes local pentru ciment și var. Materia primă pentru ciment a constituit-o marnele și calcarele argiloase din Formațiunea de Hangu.

Biosparitele cu bioclaste și calcarele biomicritice din *Formațiunea de Izvor*, cu toate că au o pondere redusă (<20 %) din totalul termenilor litologici și grosimi relativ reduse (decimetrice), prin tăiere și șlefuire capătă un aspect estetic plăcut rezultat din combinația culorilor de alb gălbui, alb și verde. Încercările de tăiere și șlefuire efectuate de către S. C. „Geomold" S. A. la Stația de încercări tehnologice pentru roci ornamentale de la Sadova, au relevat faptul că acestea se fac în condiții similare cu gresiile sau dolomitele utilizate curent pe fluxurile tehnologice. Pot fi obținute plăci mici (10x10x1 cm) pentru pavaje interioare și obiecte mici ornamentale.

Din *Formațiunea de Straja* pot fi utilizate gresiile cuarțoase glauconitice, fin granulare și gaizele spongolitice ca piatră spartă în construcția de drumuri, în stratul bazal de rezistență, pentru care caracterul acid nu este un impediment iar rezistența la compresiune (1200 daN/cm^2) este satisfăcătoare. Exploatarea pe scară mai mare este dificilă datorită alternanței strânse a termenilor arenitici cu cei silto-lutitici.

Formațiunea de Surcele și *Formațiunea de Scorbura* are ca obiect de interes economic gresia de Scorbura, similară din punct de vedere al compoziție chimice, mineralogice și al parametrilor fizico-mecanici cu gresia de Kliwa. Datorită grosimilor foarte mari pe care le are cât și a caracteristicilor fizico-mecanice, aceste roci pot fi exploatate pentru materiale de construcții ca blocuri, ca piatră spartă pentru drumuri și căi ferate, pentru anrocamente, diguri

etc., cât şi ca rocă ornamentală pentru obţinerea unor placaje interioare sau exterioare, elemente arhitectonice în sculptură etc.

Din *Formaţiunea de Doamna – Viţeu*, care aflorează pe grosimi de până la 80 m, prezintă interes pentru rocilor utile varietăţiile de calcare biomicritice din Membrul calcarului de Doamna. Cu toate că anterior acestea au fost utilizate pe plan local pentru obţinerea varului la Straja (calcarele din Dl. Vărăria) şi în turnătoria Putna, compoziţia chimică nu le recomandă pentru utilizarea la scară industrială datorită conţinuturilor reduse în $CaCO_3$ (63 %), faţă de cca 88 % cât prevăd standardele în vigoare şi ridicate în SiO_2 şi Al_2O_3 (cca 32 %). În schimb ele au fost şi pot fi folosite cu succes pentru obţinerea cimentului, a prafului filler utilizabil în construcţii pentru îmbrăcămintea asfaltică, în stratul de uzură şi ca amendament în agricultură pe solurile acide.

Caracteristicile fizico-mecanice respectiv: densitatea ρ = 2,61 g/cm^3, densitatea aparentă ρ_a = 2,32 g/cm^3, compactitatea C = 87,35 %, porozitatea n = 3,14 %, absorbţia de apă la presiune şi temperatură normală a_i = 2,11 %, respectiv prin fierbere a_f = 2,89 %, rezistenţa la compresiune 990 - 400 daN/cm^2, coeficientul de gelivitate μ_g = 1,6 %, rezistenţa la uzură prin frecare U = 0,19 g/cm^3 şi rezistenţa la şoc mecanic K = 39 daNcm/cm^3, le recomandă pentru utilizarea ca piatră spartă pentru căile de comunicaţie, criblură în mixturile asfaltice şi material de umplutură.

De asemenea prin tăiere şi apoi şlefuire se obţin plăci cu aspect decorativ plăcut, de culoare alb-gălbuie, cu dimensiuni de (20x20x2 cm) pentru placaje interioare sau exterioare şi obiecte decorative de dimensiuni reduse. Prelucrarea se face uşor, în condiţii similare cu marmura, înregistrându-se însă timpi de tăiere şi şlefuire cu 20% mai mari, datorită caracterului mai silicios al materiei prime.

În cadrul *formaţiunilor de Bisericani* şi *Plopu* s-au făcut analize chimice pe argile şi încercări de ardere pe probe simple, cu degresanţi (nisip sau rumeguş) şi cu adaosuri de 5-15 % bitumolite măcinate. Acestea au arătat că argilele în cauză şi în special cele provenite din baza formaţiunii (argilele roşii şi verzi), pot fi utilizate ca materie primă pentru obţinerea ceramicii brute, cu precizarea că produsele se plasează la limita inferioară a standardelor de calitate. Menţionăm faptul că existenţa termenilor arenitici din masa argilelor ridică probleme în procesul tehnologic, modificând în sens negativ calitatea produselor.

Din depozitele de gresii kliwiforme cercetarea a fost dirijată asupra gresiilor de Kliwa. Este necesar să menţionă că în partea de vest apar cu grosimi de 20-30 m gresii de Lucăceşti, similare din punct de vedere fizico-chimic şi mineralogic cu cele de Kliwa.

Formaţiunea gresiei de Kliwa are o grosime de 60-110 m, stratele de gresii, atingând uneori grosimi mari (1-3 m). Prezintă grade diferite de consolidare, de la gresie bine cimentată, dură, până la gresii friabile şi nisip cuarţos.

Gresiile friabile şi nisipurile cuarţoase spălate, de granulaţie 0,02-0,4 mm, pot fi utilizate cu rezultate bune pentru fabricarea plăcilor silicioase destinate la turnarea continuă a oţelului, la prepararea maselor ceramice de tip porţelan sanitar şi faianţă, pentru obţinerea sticlăriei de ambalaj şi la producerea betonului autoclavizat, pentru acesta din urmă, fiind necesar ca maxim 25 % din material să fie cu granulaţie de peste 0,09 mm. Nisipul spălat de granulaţie 0,02-0,1 mm mai poate fi utilizat în plus ca material de umplutură la masele plastice, ca făină de cuarţ, pentru obţinerea chiturilor şi vopselelor refractare, electrozilor de sudură precum şi la prepararea fosfotermului.

Nisipul spălat de granulaţie 0,1-0,4 mm îndeplineşte condiţiile pentru utilizare în turnătorie (masă cuarţoasă, nisip peliculizat pentru formare) în industria sticlei (sticlărie de menaj, geamuri, sticlărie de laborator, fiole farmaceutice, faruri dispersoare iar după deferizare magnetică chiar pentru obţinerea sticlei optice) precum şi în industria chimică pentru obţinerea emailurilor.

Gresiile dure, compacte prezintă următoarele domenii de variație pentru caracteristicile fizico-mecanice: densitatea ρ = 2,57 - 2,64 g/cm^3, densitatea aparentă ρ_a = 2,29 - 2,4 g/cm^3, compactitatea C = 87,51 - 91,25 %, porozitatea n = 8,75 - 12,49 %, porozitatea aparentă n_a = 6 - 9,49 %, absorbția de apă la presiunea normală a_i = 2,49 - 4,14 %, rezistența la compresiune 600 - 1070 daN/cm^2, rezistența la îngheț-dezgheț după 25 cicluri de gelivare 9,09 - 38,28 %, rezistența la șoc mecanic K = 1,2 - 4,4 N/mm^2. Acestea prefigurează, alături de compoziția chimică și petrografică, următoarele domenii de utilizare: pentru realizarea temeliilor, anrocamentelor, zidăriei brute, pentru obținerea unor detalii arhitectonice în sculptură, pentru obținerea de blocuri brute și moloane, realizarea unor monumente funerare, dale buciardate și placaje de dimensiuni apreciabile (2x1x0,2m). În procesul de tăiere roca se comportă satisfăcător, păstrând colțurile și muchiile, are un aspect estetic plăcut datorită diversității culorilor și prezența fenomenului de "rubanare". Se înregistrează însă timpi mai mari de tăiere și un consum mai mare de plăcuțe diamantate și abrazivi, datorită conținuturilor ridicate în SiO_2.

Pietrișurile și nisipurile din albia majoră sau terasele râurilor Suceava și Putna sunt frecvent folosite ca agregate pentru betoane, mortare, amenajarea unor căi de acces etc.

Pentru valorificarea unor roci în sectorul energetic au fost luate în calcul disodilele din *formațiunile disodilelor inferioare* și *disodilelor și menilitelor superioare*.

Formațiunea disodilelor inferioare a fost intens cercetată în cadrul regiunii pentru stabilirea posibilităților de utilizare a bitumolitelor. Au fost efectuate de către S. C. Geomold S. A. lucrări de prospecțiune geologică detaliată însoțită de șanțuri, derocări, puțuri de cercetare, foraje cu adâncimi de până la 100 m, galerii și diferite încercări tehnologice în fază laborator și pilot de către ICSITEEMR București.

Grosimile nivelului de bitumolite considerat util sunt cuprinse între 0,5-3,5 m, remarcându-se atât pe direcție cât și pe înclinare variații importante. Aspectul menționat se reflectă și în distribuția valorilor pentru puterea calorifică inferioară (Q_i^i), cuprinse între 232 kcal/kg și 2.155 kcal/kg, cu o medie de 920 kcal/kg. Încercările tehnologice de pirogenare au fost efectuate la temperaturi de 700°C timp de 90 minute, rezultând ulei de șist, gaze de pirogenare și semicocs.

Semicocsul obținut are o putere calorifică de 570 kcal/kg, iar gazul de pirogenare o putere calorifică de 2.617 kcal/Nm^3; semicocsul se poate folosi cu succes la ardere în focarele cazanelor, gazele de proces acoperind în general necesarul de căldură al cuptoarelor de semicarbonizare (aceasta pentru un conținut în ulei de șist al materialului brut > 5 %).

Uleiul de șist obținut are un caracter puternic sulfuros, 5,61 % S și o cantitate sensibil ridicată de azot 1,24 %, fapt care îl exclude de la utilizarea drept combustibil de focare, provocând în condițiile menționate coroziunea prematură a acestora. Prin distilare, după metoda P.R.F. (punctelor reale de fierbere), au fost obținute următoarele cantități de produse utilizabile în limitele produselor comerciale actuale: benzină (0-180°C) 11,76 %, petrol combustibil (180-230°C) 25,6 %, motorină combustibil (230-330°C) și păcură combustibil (>330°C) 48, 52 %. Produsul obținut prin piroliza bitumolitelor cu un conținut atât de ridicat în sulf, poate fi folosit ca materie primă în procesele de sulfonare, în scopul obținerii produselor tensioactive necesare fabricării uleiurilor de tăiere, a soluțiilor micelare, a substanțelor stabilizante de emulsii pentru agricultură sau pentru obținerea unor sulfomase cu proprietăți fizico-chimice ce se încadrează în standardele industriei farmaceutice românești. De asemenea, din uleiul de șist pot fi obținute produse de tip ichtiol (ichtiosulfat de amoniu) iar fracțiile ce distilează peste 400°C pot fi utilizate pentru obținerea unor agenți de plastifiere. Toate produsele obținute prin procesul de sulfonare, a fracțiilor uleiului de șist se pot valorifica cu folosirea lor integrală, fără a se obține reziduuri sau produse secundare nefolosibile.

Experimentările de ardere ale bitumolitelor într-o instalație pilot cu focar de ardere a combustibililor solizi, sub formă de pulverizator, au indicat caracteristici acceptabile atât pentru bitumolitele brute (putere calorifică medie 910 kcal/kg) cât și pentru semicocs, fapt ce le recomandă pentru utilizarea ca materie primă energetică în instalații cu capacități mici.

Preocupările privind valorificarea completă și complexă a bitumolitelor a pus în evidență și faptul că cenușile rezultate în urma arderii directe pot fi utilizate cu succes în obținerea cimentului. De asemenea, cercetările privind valorificarea elementelor rare au oferit date interesante privind posibilitatea obținerii unor concentrate de Mo și V, acesta din urmă fiind într-o corelație ceva mai strânsă cu puterea calorifică inferioară Q_i^i. Cele două elemente sunt legate intim de procesele de sedimentare și transformare geochimică a materiei organice care intră în compoziția bituminelor în discuție.

Cercetările efectuate până la această dată pentru punerea în evidență a unor zăcăminte de petrol și gaze au oferit date mai interesante din punct de vedere economic pentru zonele estice, corespunzătoare pânzelor de Vrancea și subcarpatică și la contactul cu Platforma Moldovenească.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PALEONTOLOGIA

DESCRIEREA SISTEMATICĂ A NANNOPLANCTONULUI CALCAROS

Phylum C R I S O P H Y T A
Clasa C R I S O P H Y C E A E
Ordinul C O C C O L I T H O P H O R A L E S Schiller 1926
Subordinul C O C C O L I T H I N E A E Kamptner 1928
Familia C o c c o l i t h a c e a e Poche 1913
Tribul C o c c o l i t h e a e a Kamptner 1958
Subtribul C o c c o l i t h i n a e Kamptner 1958
Genus C o c c o l i t h u s Schwaub 1894

A. COCOLITE ELIPTICE SAU ROTUNDE CU STRUCTURĂ CENTRALĂ DISTINCTĂ

Chiasmolithus cf danicus (Brotzen)
Pl. I, fig. 1,2

Chiasmolithus danicus (Brotzen);	Hay and Mohler (1967), p. 1.505, pl. 196, fig. 16, 21, 22.
Chiasmolithus danicus (Brotzen);	Perch-Nielsen (1985), p. 432, pl. 2, fig. 34.
Chiasmolithus danicus (Brotzen);	Meszaroş et al. (1991), p. 128, pl.5, fig. 8, 9.

Chiasmolitul prezintă un scut distal compus din 50 de segmente în formă de pană, suprapuse dextral. Acestea mărginesc o depresiune centrală adâncă. Zona centrală prezintă o structură în formă de X, construită din romburi mari de calcit. Taxonul este caracteristic formațiunilor paleocene (Danian). Apare în baza Biozonei NP_3 pentru care este şi marker, cu apariții frecvente în Biozona NP_4 şi dispare în Biozona NP_6.

Proveniență: Formațiunea de Izvor.

Ocurențe: Suedia, Danemarca, Franța, Tunisia, S.U.A

Genus **Chiasmolithus** Hay, Mohler, Wade, 1968
Generatypus T e t r a l i t h u s o a m a r u e n s i s Deflandre, 1954
Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre) Hay et al.
Pl. I, fig. 4

Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre) Hay et al.;	Hay et al. (1966), p. 388, pl.VII, fig. 1.
Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre) Hay et al.;	Beke (1971), p. 30, pl.III, fig. 5, 6.
Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre) Hay et al.;	Bratu şi Gheța (1972), p.337, pl. V, fig. 65, 68.
Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre) Hay et al.;	Lebenson (1973), p.112, pl. II, fig. 1-3.
Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre) Hay et al.;	Mészáros et. al. (1991), p.130, pl. VII, fig. 17,18.
Chiasmolithus oamaruensis	Perch-Nielsen (1991), p. 433, pl.3, fig.

(Deflandre) Hay et al.; 22; p. 458, pl.19, fig. 3.

Placolite cu o deschidere centrală largă străbătută de o structură în formă de X. Frecvent în Eocen superior. Apare în baza Biozonei NP_{18} şi dispare în Biozona NP_{22}.

Proveniență: Formațiunea gresiei de Lucăcești
Ocurențe: Ungaria, S.U.A., Germania, Franța.

Chiasmolithus grandis (Bramlette and Riedel)
Pl. I, fig. 3

Chiasmolithus grandis *(Bramlette and Riedel);*	Mészáros et al. (1961), p. 129, pl. 6, fig. 11.
Chiasmolithus grandis (Bramlette and Riedel);	Hay, Mohler (1969), p. 438, tabl. LXXXV, fig. 12-14.
Chiasmolithus grandis (Bramlette and Riedel);	Bratu şi Ghiță (1972), p. 336, pl. 2, fig. 1,2.
Chiasmolithus grandis (Bramlette and Riedel);	Bramlette and Sullivan (1991), p.168, pl. 2, fig.1, 2.
Chiasmolithus grandis (Bramlette and Riedel);	Mészáros et al. (1991), p. 130, pl. 7, fig. 12.
Chiasmolithus grandis (Bramlette and Riedel);	Perch-Nielsen (1991), p. 433, pl. 3, fig 31; p. 458, pl. 19, fig 16.

Placoliți mari cu deschidere centrală largă, străbătută de o structură diagonală în formă de X. Patru proiecții în formă de dinte sunt direcționate spre interiorul deshiderii centrale. Taxonul apare din baza Biozonei NP_{11} şi se dezvoltă până în Biozona NP_{14}, după care, cu indivizi mult mai puțini, se regăsește până în Biozona NP_{18}. Foarte rar au fost semnalați în Biozona NP_{20}.

Proveniență: Formațiunea de Straja.
Ocurențe: Franța, S.U.A., Ungaria. Polonia.

Chiasmolithus gigas (Bramlette and Sullivan)
Pl. I, fig. 5

Chiasmolithus gigas *(Bramlette and Sullivan);*	Bratu şi Gheța (1972), p. 339, pl. 5, fig. 57, 58.

Chiasmolithus gigas este o specie foarte mare, iar forma de X central prezentă în aree este uşor asimetrică. Apare frecvent în asociații de nannoplancton din Eocen mediu, respectiv Biozonele NP_{14}-NP_{16}.

Proveniență: Formațiunea de Scorbura.
Ocurențe: Polonia, Slovacia, Spania.

Chiasmolithus eograndis Bramlette and Riedel
Pl. I, fig. 13

Chiasmolithus eograndis Bramlette and Riedel;	Perch-Nielsen, p. 485, fig. 19, 24

Taxon de talie mare, cu deschiderea centrală largă, în care este prezentă o structură diagonală sub formă de X, unghiurile formate de brațe fiind ascuțite. Apare frecvent în asociațiile de nannoplancton caracteristice biozonelor $NP_{10} - NP_{13}$.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Proveniență: partea superioară a Formațiunii de Straja
Ocurențe: Franța, Germania, Austria

Chiasmolithus solitus Bramlette and Sullivan 1961
Pl. I, fig. 14

Chiasmolithus solitus Bramlette and Sullivan; Perch-Nielsen (1985), p. 485, fig. 19, 20 – 21
Chiasmolithus solitus Bramlette and Sullivan; Mészáros et al. (1991), p.130, Pl. VII, fig. 13, 14
Chiasmolithus solitus Bramlette and Sullivan; Bratu și Gheța (1972) Pl. II, fig.18, 21
Coccolithus solitus Bramlette and Sullivan; Bramlette and Sullivan;(1961), Pl. II, fig. 4a –c

Taxon de talie medie spre mare, cu formă ovală sau subrotunjită, constituit din două inele bine definite, cu suprafețe conturate, destul de largi, egale ca amplitudine. Deschiderea centrală, relativ largă este traversată de către o structură în formă de X, cu brațele curbate. Dimensiunile sunt cuprinse între 9 - 13 μ.

Proveniență: partea inferioară a Formațiunii de Straja, Formațiunea de Doamna – Vițeu, Membrul de Frasin.
Ocurențe: SUA, Anglia, Franța, Trinidad, Suedia

B. COCOLITE ELIPTICE CU ZONA CENTRALĂ ÎNCHISĂ SAU DESCHISĂ

Coccolithus eopelagicus (Bramlette and Riedel), Bramlette and Sullivan
Pl. I, fig. 6

Coccolithus eopelagicus Bramlette and Sullivan;	Hay et al. (1966), p.391. pl. I, fig.1.
Coccolithus eopelagicus Bramlette and Sullivan;	Radomski (1968), p.600, pl. XLV, fig. 5, 6.
Coccolithus eopelagicus Bramlette and Sullivan;	Stradner (1969), p. 413, pl.LXXXXIV, fig.11.
Coccolithus eopelagicus Bramlette and Sullivan;	Bratu și Gheța (1971), p. 337, pl. III, fig. 36, 37.
Coccolithus eopelagicus Bramlette and Sullivan;	Bratu și Gheța (1972), p.140. pl. III, fig. 1.

Coccolitele eliptice mari a căror placă este divizată în cca. 60 segmente. În centru prezintă o fereastră eliptică. Apare frecvent în depozitele Eocen superior–Oligocen inferior.

Proveniență: Formațiunea de Sucevița, Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine.
Ocurențe: Polonia, Germania, S.U.A.

Coccolithus crassus Bramlette and Sullivan
Pl. I, fig. 7, 8

Coccolithus crassus Bramlette and Sullivan;	Bramlette and Sullivan (1961), p.168, pl.1, fig.4.
Coccolithus crassus Bramlette and Sullivan;	Radomski (1968), p.563, tabl. XLIII, fig. 1.2.
Coccolithus crassus Bramlette and Sullivan;	Bratu și Gheța (1972), p.334, pl.I, fig.11.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Coccolite eliptic-rotunjite cu suprafața distală proeminent împărțită în segmente. Suprafața centrală este mică și are câteva perforații. A fost întâlnit cu frecvență medie în probele din Eocenul superior, însă taxonul apare încă din Eocenul inferior.

Proveniența: Formațiunea de Scorbura, Formațiunea de Bisericani, Formațiunea de Plopu.

Ocurențe: S.U.A., Franța, Polonia.

Coccolithites gammation Bramlette and Sullivan
Pl. I, fig. 9

Coccolithites gammation *Bramlette and Sullivan;*	Bramlette and Sullivan (1984), p.181 pl. 7.

Coccolit circular, constând din două plăci apropiat presate, de mărime aproape egală. O zonă centrală cu formă de depresiune reprezentând mai puțin de jumătate din diametrul total, iar deschiderea centrală este mică, cu contur neregulat. Este prezent de obicei în asociațiile din Eocen inferior și mediu.

Proveniența: Formațiunea de Scorbura.

Ocurențe: S.U.A., Franța, Tunisia.

Dyscolithus crucifer Cepek
Pl. I, fig. 11, 12

Dyscolithus crucifer Cepek;	Costea și Comșa 1970), p. 56, pl. 1, fig. 10-14

Discolit de talie relativ mare, ușor rotunjit spre extremități, cu perforații în partea centrală și un buton apical ce iese slab în relief. Discul exterior este îngust. A fost citat frecvent în asociațiile de nannoplancton din Cretacic (Campanian-Maastrichtian).

Proveniența: Formațiunea de Hangu.

Ocurențe: Germania, Olanda, Austria.

Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller
Pl. I, fig. 10

Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller;	Stradner (1969), tabl. LXXXIV, fig. 12-14.
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller;	Bistrycka (1969), p. 90, pl.16, fig. 6.
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller;	Lebenson (1973), p. 114, pl. 1, fig. 1-3.
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller;	Mészáros et al. (1991), p. 131, pl. 8, fig. 12-13.
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller;	Hamilton et al. (1991), p.158, pl. 6.2, fig. 28 ;p. 164, pl. 6.5, fig. 14,15.

Cocolit de talie mare, contur aproape circular, remarcându-se o zonă centrală de dimensiuni mai mici, discul marginal este îngust, iar cel interior mult mai lat, compus dintr-un număr mare și variabil de elemente. Apare încă din Biozona NP_{14}, după unii autori chiar mai devreme și se dezvoltă până în Pliocen, fiind o formă comună.

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITATEA

Proveniența: Formațiunea de Izvor, Formațiunea de Scorbura.
Ocurențe: Slovacia, Germania, Anglia, Rusia.

Biscutum constans (Gorka) Perch-Nielsen
Pl. II, fig. 1

Biscutum constans *(Gorka) Perch and Nielsen;*	Costea și Comșa (1979), p. 57, pl. 2, fig. 26-28.

Cocolit eliptic compus din două discuri presate foarte aproape și o bordură largă alcătuită din numeroase elemente în formă de petală, direcționale radial. Apare în formațiuni de vârstă Campanian superior-Maastrichtian (CC_{17}-CC_{26}).

Proveniența: Formațiunea de Hangu.
Ocurențe: Austria, Franța, Polonia.

C. COCOLITE ROTUNDE CU ZONA CENTRALĂ ÎNCHISĂ SAU DESCHISĂ

Markalius inversus (Deflandre) Bramlette and Martini
Pl. II, fig. 3

Markalius inversus (Deflandre) Bramlette and Martini;	Bistrycka (1969), p. 90, pl. 14, fig. 8.
Markalius inversus (Deflandre) Bramlette and Martini;	Mészáros et al. (1991), p. 128, pl. 5, fig.1, 2.
Markalius inversus (Deflandre) Bramlette and Martini;	Perch-Nielsen (1991), p. 432, pl. 23, fig. 26, 49.

Markalius inversus prezintă patru butoni aranjați în formă de cruce pe discul proximal, evidente în specimenele ilustrate. Este citat de către diferiți autori în formațiuni ce au vârste cuprinse între Cretacic (Turonian) și Paleocen, foarte rar apare până în Eocen inferior. Apariția sa cu un număr mare de indivizi, marchează debutul Biozonei NP_1, Paleocen bazal, Danian inferior.

Proveniența: Formațiunea de Hangu.
Ocurențe: Franța, Austria, Danemarca, Caucaz, S.U.A.

Subtribul **Cyclococcolithus** Kamptner 1958
Genus **Cyclococcolithus** formosus Kamptner
Pl. II, Fig. 4, 5

Cyclococcolithus lusitanicus *(Black);*	Hay et al. (1966), p. 390, pl.VII, fig. 3-6.
Cyclococcolithus formosus Kamptner;	Radomski (1968), p.568, tabl. XLIV, fig. 18,19.
Cyclococcolithus formosus Kamptner;	Bystricka (1969), p. 90, pl. 46, fig.11, 12.
Cyclococcolithus formosus Kamptner;	Beke (1971), p. 26, pl. I, fig.18,19.
Cyclococcolithus formosus Kamptner;	Bratu și Gheța (1972), p. 334, pl.IV, fig. 55, 56.
Cyclococcolithus formosus Kamptner;	Mészáros et al. (1974), p. 40, pl. I, fig.13,14.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cyclococcolithus formosus Kamptner;	Martini et Moisescu (1974), p. 34, pl.5, fig.112.
Cyclococcolithus formosus Kamptner;	Mészáros et al. (1991), p.130, pl.7, fig.10, 11.

Discolite mari cu suprafața distală împărțită în 30-50 segmente de talie mică, ușor reticulată. Conturul exterior este tranșant, primul inel fiind mai consistent, următorul mai îngust, iar cel de-al treilea iese în relief aproape ca un buton. Apare destul de rar în probele studiate atât în Eocen superior, cât și în Oligocen inferior. Este prezentă încă din Biozona Biozona NP_{12}, pentru ca ultimele forme să fie întâlnite în Biozona NP_{21}.

Proveniența: Formațiunea de Straja, Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine.

Ocurențe: Polonia, Ungaria, Germania, S.U.A.

Cyclococcolithus floridanus (Roth and Hay) Mohler
Pl. II, fig. 6

Cyclococcolithus floridanus (Roth and Hay) Mohler;	Lebenson (1973), p.132, pl. III, fig.4.
Cyclococcolithus floridanus (Roth and Hay) Mohler;	Lebenson (1973), p. 100, pl. III, fig.7.
Cyclococcolithus floridanus (Roth and Hay) Mohler;	Perch-Nielsen (1973), p. 506, pl. 59, fig.13, 14.
Cyclococcolithus floridanus (Roth and Hay) Mohler;	Mészáros et al. (1975), p. 133, pl. 2, fig.12.

Discolit de talie relativ mare cu perforații rare în aria ventrală. Primul inel exterior este mai îngust, iar inelul interior este mai consistent. În lumină polarizată se remarcă prezența celor patru piese centrale dispuse slab spiralat. Apare în formațiunile de vârstă Oligocenă, continuându-și dezvoltarea și în Miocen.

Proveniența: Formațiunea de Arșița

Ocurențe: Polonia, Austria, Ungaria.

Watznaueria barnesae (Black) Bukry
Pl. II, fig. 7

Watznaueria barnesae (Black) Bukry;	Mészáros et al. (1975), p. 133, pl. 3, fig. 22.
Watznaueria barnesae (Black) Bukry;	Costea și Comșa (1979), p. 59, pl. 6, fig. 45-49; p. 61, pl. 8, fig. 18-21; p. 63, pl. 12, fig. 7-9; p. 64, pl. 13, fig. 5.
Watznaueria barnesae (Black) Bukry;	Mészáros et al. (1991), p. 127, pl. 4, fig. 4.

Această specie, frecvent întâlnită în țara noastră în cretacicul superior, prezintă mici variații în structura bordurii marginale, care este mult mai lată și a zonei centrale, care se împarte în patru sectoare distincte.

Nu are o valoare stratigrafică distinctă, fiind întâlnită în asociațiile de nannoplancton care apar din Valanginian până în Maastrichtian.

Proveniența: Formațiunea de Hangu.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ocurențe: Franța, Rusia, S.U.A.

Familia **D I S C O A S T E R A C E A E** Tan 1927
Genus **D i s c o a s t e r** Tan 1927
Discoaster gemmifer Stradner
Pl. III, fig. 2

Discoaster gemmifer Stradner; Bistrycka (1969), p. 89, pl. 13, fig. 6-8.

Este un discoasterid cu 6 până la 8 brațe cu capete bifurcate. Vârfurile brațelor bifurcate formează un unghi de 90°, iar perechea terminală de noduri e separată de aceste vârfuri prin incizii scurte. Discoaster gemmifer nu are buton central proeminent. Reprezintă un taxon comun în asociațiile din Eocenul mediu

Proveniența: Formațiunea de Straja, Formațiunea de Scorbura.
Ocurențe: Cehia, Slovacia, Germania, Polonia.

Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok.
Pl. II, fig. 11

Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok;	Tan Sin Hok (1961), p. 185, pl. 11.
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok;	Bramlette and Sullivan (1961), pag, 173, pl. 11, fig.2
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok;	Bistrycka (1969), p. 89, pl. 11, fig. 1-11.
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok;	Bratu și Gheța (1972), p. 335, pl. 1, fig. 8.
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok;	Perch-Nielsen (1985), p. 433, pl.3, fig. 17.
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok;	Hamilton et al. (1988), p. 158, pl. 6.2, fig. 9.
Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok;	Mészáros et al. (1998), p. 129, pl. 6, fig. 12; p. 468, pl. 27, fig.15.

Este un discoasterid cu formă de rozetă, având 11 până la 18 raze marginale rotunjite sau ascuțite, unite pe cea mai mare parte a lungimii lor, prezentând un buton central.

Taxonul se găsește în asociațiile cuprinse între mijlocul Biozonei NP_{10} și își continuă apariția până în Biozona NP_{20}, după care dispare.

Proveniența: Formațiunea de Bisericani, Formațiunea de Plopu.
Ocurențe: Slovacia, Anglia, Danemarca, Polonia.

Discoaster falcatus Bramlette and Sullivan
Pl. II, fig. 8

Discoaster falcatus Bramlette and Sullivan;	Bramlette and Sullivan (1961), p. 173, pl. 11, fig. 14, 15.

Discoasteroid prezentând 7-10, de regulă 9 raze scurte, regulate, unite pe jumătate din lungime și caracterizându-se printr-o creastă lângă partea curbat-convexă și un buton central distinct, dar nu prea înalt. Este o prezență comună în formațiunile paleocene și Eocen inferioare.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Proveniența: Formațiunea de Izvor.
Ocurențe: S.U.A. Spania, Trinidad, Franța.

Discoaster germanicus Martini
Pl. III, fig. 3

Discoaster germanicus Martini;	Bramlette and Sullivan (1961) p. 173, pl.11, fig. 17.

Discoasteroid prezentând 6, uneori 5 sau 7 brațe, îngustându-se la aproximativ jumătate din lungimea lor, cu un vârf ușor bifurcat sau incizat. Prezintă și un buton central. Apare, de obicei, în formațiuni ce aparțin Eocenului inferior și mediu.
Proveniența: Formațiunea de Straja, Formațiunea de Scorbura.
Ocurențe: Germania, Austria, Polonia.

Discoaster lodoensis Bramlette and Riedel
Pl. II, fig. 12

Discoaster lodoensis Bramlette and Riedel;	Bramlette and Sullivan (1961), p. 173, pl. 12, fig. 4-5.
Discoaster lodoensis Bramlette and Riedel;	Stradner (1969), p. 431, pl. LXXXI, fig. 1-7.
Discoaster lodoensis Bramlette and Riedel;	Bratu și Gheța (1972), p. 337, pl. 3, fig. 32-35.
Discoaster lodoensis Bramlette and Riedel;	Lebenson (1973), p. 100, pl. I, fig. 1, 2.
Discoaster lodoensis Bramlette and Riedel;	Mészáros et al. (1991), p. 129, pl. 6, fig. 15.
Discoaster lodoensis Bramlette and Riedel;	Perch-Nielsen (1991), p. 432, pl. 2, fig.3.

Prezintă brațe curbate, de obicei în număr de 6, mai rar 5 sau 7, unite pe 1/2 sau 1/3 din lungimea lor. Brațele ajung treptat la un punct ascuțit și multe specimene au un trunchi central proeminent sau un buton. Apare în baza Biozonei NP_{12}, se constituie ca taxon marcator al Biozonei NP_{13} și dispare la mijlocul Biozonei NP_{14}, fiind deci caracteristic pentru Eocenul inferior.
Proveniența: Formațiunea de Straja, Formațiunea de Scorbura.
Ocurențe: Germania, Austria, Polonia, Ungaria.

Discoaster multiradiatus Bramlette and Riedel
Pl. II, fig. 9

Discoaster multiradiatus Bramlette and Riedel;	Bramlette and Sullivan (1961), p. 173, pl. 12, fig. 10.
Discoaster multiradiatus Bramlette and Riedel;	Hay at Mohler (1967), p. 529, pl. 204, fig. 22.
Discoaster multiradiatus Bramlette and Riedel;	Stradner (1969), p. 433, tabl. LXXX, fig. 5.
Discoaster multiradiatus Bramlette and Riedel;	Bratu și Gheța (1972), p. 335, pl. 1, fig. 2
Discoaster multiradiatus Bramlette	Mészároș et al. (1991), p. 129,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

and Riedel;	pl. 6, fig. 3.
Discoaster multiradiatus Bramlette and Riedel;	Hamilton et Hojjatzadeh (1991), p. 158, pl. 6.2, fig. 1, 2.
Discoaster multiradiatus Bramlette and Riedel;	Perch-Nielsen (1991), p. 432, pl. 2, fig. 20.

Discoasteridul prezintă o formă de rozetă şi are 16-35 raze terminate marginal, unite pe aproape toată lungimea lor. Specimenele timpurii au o zonă centrală cu rămăşiţe ale cercului central şi columnei. La formele mai tinere evoluează un sistem central şi numărul de raze descreşte de la formele vechi la cele mai tinere. Există şi specimene fără sistem central sau buton. Apare doar în formaţiunile Paleocenului constituind markerul Biozonei NP_9.

Proveniența: Formațiunea de Izvor.

Ocurențe: Germania, S.U.A., Anglia, Danemarca.

Discoaster saipanensis Bramlette and Riedel

Pl. III, fig. 4

Discoaster saipanensis Bramlette and Riedele;	Martini (1958), p. 334, taf. 6, fig. 29-31.
Discoaster saipanensis Bramlette and Riedele;	Martini (1959), p.141, Abb. 2.
Discoaster saipanensis Bramlette and Riedele;	Hay et al. (1966), p. 339, pl. XI, fig. 8,9.
Discoaster saipanensis Bramlette and Riedele;	Radomski (1968), p. 605, pl. XLVIII, fig. 2.
Discoaster saipanensis Bramlette and Riedele;	Bistrycka (1969), p.89, pl. II, fig.12-17, pl.12, fig.1-12.
Discoaster saipanensis Bramlette and Riedele;	Beke (1971), p. 36, pl. VI, fig. 3, 4.
Discoaster saipanensis Bramlette and Riedele;	Bratu şi Gheţa (1972), p. 334, pl. II, fig. 27.
Discoaster saipanensis Bramlette and Riedele;	Kapellos and Schaub (1973), p. 737, taf. X, fig. 12.
Discoaster saipanensis Bramlette and Riedele;	Lebenson (1973), p.100, pl. III, fig. 4.
Discoaster saipanensis Bramlette and Riedele;	Mészáros et al. (1974), p. 45, pl.II, fig. 48.
Discoaster saipanensis Bramlette and Riedele;	Bombiţă et al. (1975), p. 166, pl.I, fig. 16.

Discoasterid cu 6 până la 7 braţe uşor recurbate, mai ascuţite spre capete, ce are în zona centrală un buton proeminent. În probele analizate este întâlnit foarte frecvent în cele situate sub gresia de Lucăceşti. Apare încă de la mijlocul Biozonei NP_{15}, fiind prezent sporadic în Biozona NP_{16}, pentru ca să dispară în Biozona NP_{20}. Este forma ce caracterizează Biozona NP_{17} (Martini, 1971).

Proveniența: Formațiunea de Bisericani.

Ocurențe: S.U.A., Polonia, Ungaria, Austria, Franța.

Discoaster distinctus Martini
Pl. III, fig. 1

Discoaster distinctus Martini;	Bouche (1962), p. 101, pl.3, fig. 14.
Discoaster distinctus Martini;	Martini (1966), p. 36, taf. 3, fig. 28.
Discoaster distinctus Martini;	Beke (1971, p. 34, pl. V, fig. 14.
Discoastèr distinctus Martini;	Kapellos and Schaub (1973), p. 737, taf. VIII, fig. 5.

Discoasterid cu 6 brațe robuste, ușor umflate spre capăt care prezintă de altfel o despicătură cu un unghi mai mare sau mai mic. Este prezent cu un număr mic de indivizi în toate probele din Eocenul inferior și mediu.

Proveniența: Formațiunea de Straja.
Ocurențe: Germania, S.U.A., Ungaria, Franța.

Discoaster salisburgensis Stradner
Pl II, fig. 10

Discoaster salisburgensis Stradner;	Radomski (1968), p. 605, pl. XLVII, fig. 13, 15-17.
Discoaster salisburgensis Stradner;	Stradner (1969), p. 431, pl. LXXX, fig. 4.
Discoaster salisburgensis Stradner;	Perch-Nielsen (1985), p. 468, pl. 27, fig. 24.

Discoasterid cu contur aproape circular compus dintr-un număr variabil de brațe slab individualizate ca segmente scurte și groase ce pornesc de la un buton central. Frecvența în probele studiate este foarte slabă, mai ales în Biozonele NP_9 și NP_{11}. Este un taxon comun Biozonei NP_{10} care dispare la mijlocul Biozonei NP_{12}.

Proveniența: Formațiunea de Straja.
Ocurențe: Polonia, Germania, Austria.

Disoaster tani Prins (1971)
Pl. II, fig. 13

Disoaster tani Prins;	Perch-Nielsen (1985), pg. 471, fin. 28.2
Disoaster tani Prins;	Lebenson (1972), Pl. II, fig. 1-2
Disoaster tani Prins;	Hamiltn and Hojjatzadeh (1979), pg. 141, Tabl. 6.1

Discoasterid detalie medie, constituit de obicei din 5 uneori 6 brațe (raze) de grosime uniformă, ce se întrerup abrupt și uneori prezintă crestături terminale. Uneori pe o parte a brațelor apar mici noduri insuficient exprimate rar dispuse în perechi.

Proveniență: Formațiunea de Bisericani.
Ocurențe: Anglia, Italia, Ungaria, Austria

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Discoaster cf. druggi Bramlette and Wilcoxon (1967)
Pl. II, fig. 14

Discoaster cf. druggi Bramlette and Wilcoxon; Perch-Nielsen (1991), pg. 475. fig. 31, 29, 30
Discoaster cf. druggi Bramlette and Wilcoxon; Mészáros et al. (1975), p.133, Pl. X, fig. 5,
Discoaster cf. druggi Bramlette and Wilcoxon; Hamiltn and Hojjatzadeh, pg. 160, Pl. 6.3, fig. 12

Taxonul are în general 6 brațe care pot fi ca aspect rotunjite, trunchiate sau crestate. Zona centrală este largă extinsă și aproape plată, iar brațele se conturează ușor, ceea ce îl diferențiază de Discoaster deflandrei, chiar și în cazul unor supracreșteri accentuate. Zona dintre brațe este, de obicei, largă.

Proveniența: Formațiunea De Arșița
Ocurențe: Anglia, Franța, Germania, Ungaria, Slovacia

Ordinul **H E L I O T H A E** **Deflandre** 1948
Familia **BRAARUDOSPHERACEAE** Deflandre 1947
Genus **B r a a r u d o s p h a e r a** Deflandre 1947
Braarudosphaera bigelowi (Gran and Braarud) Deflandre
Pl. III, fig. 5

Braarudosphaera bigelowi (Gran and Braarud) Deflandre; Bramlette and Sullivan (1961), p. 171, pl. 8, fig. 1-5.
Braarudosphaera bigelowi (Gran and Braarud) Deflandre; Gartner (1965), p. 55, pl. 15, fig. 3.
Braarudosphaera bigelowi (Gran and Braarud) Deflandre; Gartner (1965), p. 55, pl.19, fig. 7.
Braarudosphaera bigelowi (Gran and Braarud) Deflandre; Gartner (1965), p. 55, pl.21, fig. 8.
Braarudosphaera bigelowi (Gran and Braarud) Deflandre; Lebenson (1973), p. 100, pl. II, fig. 7,8.
Braarudosphaera bigelowi (Gran and Braarud) Deflandre; Mészáros et al. (1975), p. 133, pl. 3, fig. 19-21.
Braarudosphaera bigelowi (Gran and Braarud) Deflandre; Costea și Comșa (1979), p. 61, pl..9, fig.1- 3.
Braarudosphaera bigelowi (Gran and Braarud) Deflandre; Hamilton et al., (1979)p. 158, pl. 6.2., fig. 26.
Braarudosphaera bigelowi (Gran and Braarud) Deflandre; Hamilton et al. (1979), p. 166, pl. 6.5, fig. 29, 30.

Braarudosphaera este o specie tipică care prezintă segmente trapezoidale compunând pentalitul. Taxonul nu are o semnificație stratigrafică deosebită, fiind comun depozitelor cretacice și paleogene.

Proveniența: Formațiunea de Bisericani.
Ocurențe: Algeria, S.U.A, Germania, Anglia, Austria.

BCU IAȘI - BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

Genus **M i c r a n t h o l i t h u s** Deflandre

Micrantholithus vesper Deflandre

Pl. III, fig. 6

Micrantholithus vesper Deflandre;	Martini (1958), p. 374, taf.1, fig. 3.
Micrantholithus vesper Deflandre;	Bramllete and Sullivan (1961), p.173, pl. 9, fig. 10.
Micrantholithus vesper Deflandre;	Hay et al. (1966), p. 399, pl. XII, fig. 1.
Micrantholithus vesper Deflandre;	Beke (1971), p. 32, pl.IV, fig. 7-8.
Micrantholithus vesper Deflandre;	Bratu şi Gheţa (1972), p. 334, pl. IV, fig. 45.
Micrantholithus vesper Deflandre;	Kapellos and Schaub (1973), p. 734, taf. VII, fig. 10.
Micrantholithus vesper Deflandre;	Mészáros et al. (1974), p. 42, pl. II, fig. 36, 37.

Pentalite compuse din 5 elemente ce au extremităţile dispuse sub un unghi aproape drept. Se întâlnesc foarte rar în probele analizate pe intervalul Eocen-Oligocen.

Proveniența: Formaţiunea gresiei de Lucăceşti şi a marnelor cu globigerine.

Ocurenţe: Germania, Ungaria, Austria, S.U.A.

Micrantholithus pinguis Bramlette and Sullivan

Pl. III, fig. 7

Micrantholithus pinguis Bramlette and Sullivan;	Bramlette and Sullivan (1961) p. 182, pl.8, fig. 13.

Pentalit în formă de stea, mic pentru genul lui, îngustându-şi grosimea de la o treime la aproape întreg diametrul. Părţile adiacente segmentelor marginale concave formează raze scurte. Taxonul este o formă comună în asociaţiile paleocene.

Proveniența: Formaţiunea de Izvor.

Ocurenţe: S.U.A., Germania, Franţa.

Micrantholithus flos Deflandre

Pl. III, fig. 8

Micrantholithus flos Deflandre;	Bramlette and Sullivan (1961) p. 172, pl.9, fig. 8.

Pentalit tipic pentru specia sa. Include unele variante având segmente triunghiulare mai îngustate, astfel încât zona centrală este mult redusă. Este de obicei întâlnit în Eocenul inferior şi mediu, în cazul de faţă, cu un număr redus de indivizi.

Proveniența: Formaţiunea de Scorbura

Ocurenţe: Austria, Germania, Franţa.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Genus **M i c r o r h a b d u l u s** Deflandre 1963

Microrhabdulus decoratus Deflandre

Pl. IV, fig. 2

Microrhabdulus decoratus Deflandre;	Deflandre, Stradner (1963), Pl. 4, fig. 14.
Microrhabdulus decoratus Deflandre;	Deflandre, Bramlette and Martini (1964), p. 314, Pl. 6, fig. 1,2.
Microrhabdulus decoratus Deflandre;	Deflandre, Costea şi Comşa (1974), p. 40, pl. 1, fig. 26-28.

Rhabdolit alungit de dimensiuni ceva mai mari, cu un peduncul mic, în lumină polarizată prezintă un aspect specific. Este întâlnit în intervalul stratigrafic Cenomanian-Maastrichtian (CC_{10}-CC_{26}).

Proveniența: Formațiunea de Hangu.

Ocurențe: Olanda, Franța, Danemarca, S.U.A

Microrhabdulus belgicus Hay and Towe

Pl. IV, fig. 1

Microrhabdulus belgicus Hay and Towe;	Gartner (1965), p. 53, pl. 6, fig. 13a-b-c.
Microrhabdulus belgicus Hay and Towe;	Gartner (1965), p. 54, pl. 12, fig. 13a-b-c.
Microrhabdulus belgicus Hay and Towe;	Costea şi Comşa (1974), p. 58, pl. 5, fig. 24, 25.

Rhabdolit compus dintr-un scut ceva mai mare, semirotunjit şi un peduncul mai robust, uşor cilindric, cu aspect tipic în lumină polarizată. Este întâlnit în asociațiile de nannoplancton ce au vârsta Cenomanian-Maastrichtian, Biozonele CC_{10}-CC_{26}.

Proveniența: Formațiunea de Hangu.

Ocurențe: Austria, Germania, Belgia, U.S.A.

Microrhabdulus stradneri Bramlette and Martini

Pl. IV, fig. 3

Microrhabdulus stradneri Bramlette and Martini;	Gartner (1965), p. 54, Pl. 12, fig. 14a-b-c.
Microrhabdulus stradneri Bramlette and Martini;	Costea şi Comşa (1979), p. 56, Pl. 1, fig. 26, 28.

Rhabdolit compus dintr-un scut de dimensiuni reduse, rotunjit şi un peduncul alungit, având un aspect specific, tipic în lumină polarizată. Taxonul apare cu frecvență mai ridicată în intervalul stratigrafic Campanian- Maastrichtian, Biozonele CC_{14}-CC_{26}.

Proveniența: Formațiunea de Hangu.

Ocurențe: Olanda, Danemarca, Franța, Rusia.

BCU "SUCEAVA" - UNIVERSITY LIBRARY

Familia CALYPTROSPHERACEAE Boudreaux and Hay 1969
Genus Zygrablithus Deflandre
Zygrablithus bijugatus Deflandre
Pl. III, fig. 9,10,11

Zygrablithus bijugatus Deflandre;	Bramllete et Sullivan (1961), p. 170, pl. 6, fig. 16-18.
Zygrablithus isthmolithus claviformis Deflandre;	Broniman and Stradner-Radomski (1968), p. 605, pl. XLVIII, fig. 20.
Zygrablithus bijugatus Deflandre;	Stradner (1969) p. .435, tabl. LXXXIII, fig 6.7. 10-12.
Zygrablithus bijugatus Deflandre;	Lebenson (1973), p.112, pl. 3, fig.6.
Zygrablithus bijugatus Deflandre;	Martini şi Moisescu (1974), p. 34, pl. 5, fig. 15-14.
Zygrablithus bijugatus Deflandre;	Mészáros et al. (1975), p. 133, pl. 3, fig. 23, 24 - 27.
Zygrablithus bijugatus Deflandre;	Mészáros et al. (1991), p. 131, pl. 8, fig. 4.
Zygrablithus bijugatus Deflandre;	Perch-Nielsen (1991), p. 433, pl. 3, fig. 8-10.
Zygrablithus bijugatus Deflandre;	Perch-Nielsen (1991), p. 453, pl. 13, fig. 24, 25, 32.

Holococolitul poate fi înalt sau scurt, gros sau subțire. Uneori are o formă alungită cu unul din capete mai gros, străbătut de o perforație de dimensiuni variabile. Specimenele deteriorate au fost descrise ca *Sujkovskiella enigmatica* sau *isthmolithus claviformis*, sinonimă cu *Zygrablithus bijugatus.*

Taxonul este comun pentru Biozonele NP_{13}-NP_{14} şi NP_{17}-NP_{20}, dispărând la limita Oligocen/Miocen.

Proveniența: Formațiunea de Bisericani, Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine.

Ocurențe: Germania, Austria, Polonia, Franța.

Genus Lanternithus (Stradner)
Lanternithus minutus (Stradner)
Pl. VIII, fig. 5, 6

Lanternithus minutus (Stradner);	Bratu şi Gheța (1972), p. 337, pl. 5, fig. 59-62.
Lanternithus minutus (Stradner);	Mészároş et al. (1991), p.130, pl. 7, fig. 15.
Lanternithus minutus (Stradner);	Perch-Nielsen (1991), p. 453, pl. 13, fig. 9,10.

Holococcolit de dimensiuni relativ mici, compus din prisme romboidale, cu contur subcircular sau neregulat, uşor de determinat prin aspectul tipic pe care îl are în lumină polarizată. Apare în Biozona NP_{14} şi se dezvoltă în Biozonele NP_{16}, NP_{19}, NP_{20}, persistând până în Oligocenul inferior.

Proveniența: Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ocurențe: Austria, Franța, Polonia.

Genus Octolithus (Pierch-Nielsen)
Octolithus multiplus (Perch –Nielsen 1973)Romein 1979
Colyptrspheraceae
Pl. III, fig. 13

Octolithus multiplus (Perch –Nielsen 1973); Romein 1979; Perch-Nelsen (1991), p.363, fig. 28, 16, 17
Octolithus multiplus (Perch –Nielsen 1973); Romein 1979; Perch-Nielsen (1985), p. 453,fig. 13-11

Formă subrotundă, cu adâncitură centrală evidentă și opt piese distincte în lumină polarizată. Este singurul taxon din cadrul familiei care persistă din Cretacicul superior până în Cenozoic. Specia este în general comună în mările epicontinentale, lipsind de obicei din sedimentele de adâncime ale oceanelor.

Proveniența: Formațiunea de Hangu
Ocurențe: Scandinavia în biozonel C_{22}, zona a – CC_{26}

Familia **F a s c i c u l i t h a c e a e** Hay and Mohler 1967
Genus **F a s c i c u l i t h u s** Hay and Mohler 1967
Fasciculithus tympaniformis (Hay and Mohler)
Pl. IV, fig. 4, 5

Fasciculithus tympaniformis (Hay and Mohler); Hay and Mohler (1967), pag .1529, pl. 204, fig. 10-15.
Fasciculithus tympaniformis (Hay and Mohler); Mészáros et al. (1991), p. 128, pl. 5, fig. 12,13.

Fasciculithus tympaniformis (Hay and Mohler); Perch-Nielsen (1991), p. 432, pl. 2, fig. 24, 25; p. 482, pl. 38, fig. 37, 38.

Fasciculitul este prima formă cu columnă proximală, prelungită distal care are un capăt ușor ascuțit și celălalt concav, fiind constituită din 10-15 segmente. Prezintă un corp central, la care linia de extincție optică se schimbă de la vertical spre oblic. Caracterizează depozite de vârstă paleocenă, taxonul fiind marker pentru Biozona NP_5.

Proveniența: Formațiunea de Izvor.
Ocurențe: Franța, Elveția, S.U.A., Polonia, Slovacia.

Fasciculithus uli Romein 1979
Pl. VIII, fig. 12

Fasciculithus ulii Romein 1979; Perch-Nielsen (1991), p. 482, fig. 38, 38,p.483, fig. 39, 8

Este primul fasciculit la care partea proximală a corpului central este mai ridicată decât partea distală. Conul sau domul distal este destul de atenuat, însă vizibil.

Proveniența: Formațiunea de Izvor.
Ocurențe: Anglia, Suedia, Germania

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Familia **H e l i o l i t h a c e a e** Hay and Mohler 1967
Genus **H e l i o l i t h u s** Bramlette and Sullivan
Heliolithus riedeli Bramlette and Sullivan
Pl. IV, fig. 6

Heliolithus riedeli Bramlette and Sullivan;	Bramlette and Sullivan (1961), p. 174, pl. 14, fig. 9-12.
Heliolithus riedeli Bramlette and Sullivan;	Perch-Nielsen (1985), p. 432, pl.2, fig. 16, 17.
Heliolithus riedeli Bramlette and Sullivan;	Perch-Nielsen (1985), p. 482, pl. 38, fig.1, 9, 10.
Heliolithus riedeli Bramlette and Sullivan;	Mészáros et al. (1991), p. 128, pl. 5, fig. 20.

Privit lateral heliolitul prezintă columna ceva mai înaltă ca cercul distal, cercul median nefiind prezent. Privit de sus, columna şi cercul distal prezintă birefringenţă. Conturul e dinţat şi întregul heliolit are aspect rugos. Apare cu un număr mare de indivizi în Paleocen, numai în Biozona NP_8, pentru care este taxonul marcator.

Proveniența: Formațiunea de Izvor.
Ocurențe: Austria, Germania, Polonia, Rusia.

Familia **A r c h a n g i e l s k i e l l a c e a e** Bukry 1969
Genul **A r c h a n g i e l s k i e l l a** Vekshina
Archangielskiellaceae cymbiformis Vekshina
Pl. VII, fig. 7, 8

Archangielskiellaceae cymbiformis Vekshina;	Costea şi Comşa (1979), p. 56, pl. 1, fig. 1-3, 18,19
Archangielskiellaceae cymbiformis Vekshina;	Crux (1990), p. 130, pl. 59, fig. 21.
Archangielskiellaceae cymbiformis Vekshina;	Mészáros et al. (1991), p. 127, pl. 4, fig. 2.

Specimenele prezintă elementele din zona centrală aranjate în 8 segmente care urmează simetria axelor elipsei, iar sub lumină polarizată expun o structură specifică. Au o bordură compusă din 2 serii de câte 50 de elemente fiecare şi o sutură de-a lungul axei zonei centrale eliptice. Taxonul este prezent în intervalul Campanian-Maastrichtian, fiind marcator pentru Biozona CC 25 (Maastrichtian superior).

Proveniența: Formațiunea de Hangu.
Ocurențe: Rusia, Elveția, Polonia, S.U.A., Franța.

Genus **H e l i c o s p h a e r a** Kamptner (1954)
Generotypus **Helicosphaera carteri** (Walich 1877) Kamptner 1954
Helicosphaera seminulum lophota Bramlette and Sullivan
Pl. IV, fig. 7

Helicosphaera seminulum lophota Bramlette and Sullivan;	Perch-Nielsen (1967), p. 25, tab. 3, fig. 1, 2.
Helicosphaera seminulum lophota	Beke (1971), p.30, pl. III, fig.

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Bramlette and Sullivan; 9.
Helicosphaera seminulum lophota Perch-Nielsen (1985), p.489,
Bramlette and Sullivan; pl. 44, fig. 40-43.

Placolite eliptice, alungite cu două perforații longitudinale vizibile pe suprafața centrală. Frecvența rară în toate probele analizate din Eocen superior. Primele forme au fost descrise încă din Eocenul inferior, doar în Biozonele NP_5 și NP_9.

Proveniența: Formațiunea de Straja, Formațiunea de Bisericani.
Ocurențe: Ungaria, Danemarca.

Helicosphaera eufratis Müller
Pl. IV, fig. 13

Helicosphaera eufratis Müller; Perch-Nielsen (1985) pg. 489, fig. 44, 19, 20

Este o specie cu formă alungită, eliptică, marcată de o bordură proeminentă, și un șanț situat aproximativ la nivelul bazal. Poate fi sinonimă cu Helicosphaera parallela, formele tinere, deosebindu-se prin lungimea mai mare a celei din urmă.

Proveniența: Formațiunea de Arșița
Ocurențe: Franța, Italia, Spania, Ungaria

Helicosphaera recta Haq 1968
Pl. IV, fig. 14

Helicosphaera recta Haq; Perch-Nielsen (1985), pg. 489, fig. 44, 17, 18
Helicosphaera recta Haq; Lebenson (1972), Pl. III, fig. 1
Helicosphaera recta Haq; Mészáros et al. (1991), p.132, Pl. IX, fig. 11, 12

Taxonul prezintă o punte aparent continuă care unește area centrală cu două deschideri laterale. Puntea este discontinuă la forme eocene și pliocene. Formele mai tinere cu două deschideri nu au un spin atât de proeminent ca terminație a crestei apicale.

Proveniența: Formațiunea de Arșița
Ocurențe: Anglia, Italia, Franța

Tribul **P o n t o s p h e r a ç e a e** Lemmermann 1908
Genus **T r a n s v e r s o p o n t i s** Hay, Mohler, Wade (1966)
Generatypus **Discolithina obliquipons** Deflandre 1954
Transversopontis obliquipons (Deflandre) Hay et al.
Pl. IV, fig. 8, 9

Transversopontis obliquipons (Deflandre) Hay et al.; Hay et al. (1966), p.394, pl. III, fig. 5.
Transversopontis obliquipons (Deflandre) Hay et al.; Perch-Nielsen (1967), p.27, tab. 3, fig. 6-8
Transversopontis obliquipons (Deflandre) Hay et al.; Popescu și Gheța ()1972, p.140, pl.I, fig. 10,11.
Transversopontis obliquipons (Deflandre) Hay et al.; Mészáros et al. (1973), p. 61, pl. II, fig. 9.
Transversopontis obliquipons (Deflandre) Hay et al.; Mészáros et al. (1975), p. 133, pl. 3, fig. 15.
Transversopontis obliquipons (Deflandre) Hay et al.; Perch-Nielsen (1975), p. 497, pl. 5, fig. 18, 19.

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

Placolite eliptice cu o fereastră centrală traversată de o bară slab evidențiată. Au marginea subțire și apar doar în probele caracteristice pentru depozitele Oligocen inferior.

Ocurențe: S.U.A., Franța, Danemarca.

Scyphosphaera tubicena Stradner

Pl. IV, fig. 11

Scyphosphaera tubicena Stradner;	Stradner (1969), p. 440, tabl. LXXXVIII, fig. 9-12.
Scyphosphaera tubicena Stradner;	Perch-Nielsen (1985), p. 500, pl. 54.

Este un lopadolit în formă de trompetă. Văzut lateral, prezintă un ax cu contur paralel, proeminent spre capăt, care este închis de o suprafață plană, sau ușor vălurită. Nu se remarcă nici o striație a axului sau perforație a suprafeței plate. Are o dezvoltare semnificativă în Eocenul inferiorc caracterizând Biozonele NP_{11} și NP_{12}.

Proveniența: Formațiunea de Straja.

Ocurențe: Austria, Slovacia, S.U.A.,Italia, Polonia, Elveția

Genus **Discolithina** Loeblich and Tappan 1963

Discolithina plana Lavin

Pl. IV, fig. 10

Discolithina plana Lavin;	Stradner (1969), p. 419; pl. LXXXVII, fig. 15, 16,
Discolithina cf. plana Lavin;	Beke (1971), p. 26, pl.I, fig. 6.
Discolithina plana Lavin;	Kapellos and Schaub (1973), p.737, tab. 5, fig. 12

Discolitele eliptice cu suprafață centrală perforată și împărțită în două în partea centrală printr-o adâncitură aproape insesizabilă. Apare rar în toate probele studiate din Eocenul superior și Oligocenul inferior.

Proveniența: Formațiunea de Bisericani, Formațiunea de Plopu.

Ocurențe: S.U.A., Ungaria, Austria.

Tribul **P R I N S I A C E A E** Hay and Mohler 1967

Genus **R e t i c u l o p h e n e s t r a** Hay, Mohler, Wade

Reticulofenestra umbilica (Levin) Martini and Ritzkovski

Pl. V, fig. 1

Reticulofenestra umbilica (Levi) Martini and Ritzkovski;	Lebenson (1973), p. 100, pl. III, fig.8.
Reticolo fenestra umbilica (Levi) Martini and Ritzkovski;	Martini și Moisescu (1974), p. 34,pl. 5, fig. 5-6.
Reticolo fenestra umbilica (Levi) Martini and Ritzkovski;	Mészáros et al. (1975), p. 133,pl. . 5, fig. 4.
Reticolo fenestra umbilica (Levi) Martini and Ritzkovski;	Mészáros et al. (1991), p.130 pl. 7, fig. 6-7.
Reticolo fenestra umbilica (Levi)	Perch-Nielsen (1991), p. 506,

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Martini and Ritzkovski; pl. 59, fig. 30-32.

Generotipul *Reticulofenestra umbilica* prezintă un perete al ciclului care se extinde distal până aproape de creasta scutului distal. Prezintă două cicluri, cel exterior mai lat, cel interior mai îngust şi o deschidere centrală largă. Taxonul apare încă din Biozona NP_{15} si se dezvoltă până în Biozona NP_{22}, când a mai fost semnalată prezenţa ultimelor forme.

Proveniența: Formațiunea de Bisericani, Formațiunea de Plopu.

Ocurențe: Germania, Olanda, Polonia, Austria.

Reticulophenestra placomorpha (Kamptner) Stradner

Pl. V, fig. 2

Reticulophenestra caucasica (Kamptner) Stradner; Hay et. al. (1966), p. 391, pl. II, fig.5-8, pl. III, fig.1, 2, pl. IV, fig. 1, 2.

Reticulophenestra placomorpha (Kamptner) Stradner; Stradner (1968), p.415, pl. LXXXXIV, fig.15-17.

Reticulophenestra placomorpha (Kamptner) Stradner; Beke (1971), p. 28, pl.II, fig. 13,14.

Reticulophenestra placomorpha (Kamptner) Stradner; Bratu şi Gheţa (1972), p. 337, pl.V, fig. 60, 61.

Reticulophenestra placomorpha (Kamptner) Stradner; Popescu şi Gheţa (1972), p.140, pl. I, fig. 3, 6.

Coccolitele mari, eliptice, cu o deschidere centrală mare acoperită de o membrană reticulară, de talie mică uşor reticulată. Conturul exterior este tranşant, primul inel fiind mai consistent, următorul mai îngust, iar cel de-al treilea iese în relief aproape ca un buton. Apar frecvent în marnele de Lingureşti de peste gresia de Lucăceşti sau Fierăstrău în biozona NP_{21}.

Proveniența: Formațiunea de Scorbura, Formațiunea de Doamna - Viţeu, Formațiunea gresiei de Lucăceşti şi a marnelor cu globigerine.

Ocurențe: Rusia, Germania, Ungaria, S.U.A.

Reticulophenestra umbilica Levin 1965

Pl. VI, fig. 6

Reticulophenestra umbilica (Levin); Perch-Nielsen, 1985, p. 504, fig. 59, 30-32, p. 507, fig. 60,14

Reticulophenestra umbilica (Levin); Mészáros et al. (1991), p.130, Pl. VII, fig. 6-7

Reticulophenestra umbilica (Levin); Mészáros et al. (1975), p.132, fig. 4, Pl. 2

Reticulophenestra umbilica (Levin); Martini and Moisescu (1974), p. 35, fig. 5-6

Reticulophenestra umbilica (Levin); Lebenson (1972), Pl. II, fig. 3

Taxonul este de dimensiuni mari, cu contur eliptic şi o zonă centrală vastă, acoperită de o reţea fină, în cazul în care este bine conservat. La cele mai multe specimene reţeaua este deteriorată. În depozitele cu exces de calciu, unde au loc fenomene de supracreştere reţeaua din aria centrală poate fi supradezvoltată, iar zona în cauză este slab birefringentă, rămânând întunecată cu nicolii în cruce.

Proveniența: Formațiunea de Scorbura, Membrul de Frasin, Formațiunea de Bisericani, Formațiunea de Plopu.

Ocurențe: Germania, Austria, Italia, Spania, Ungaria

Reticulophenestra minuta Müller 1978
Pl. VI, fig. 4

Reticulophenestra minuta Müller; Perch-Nielsen (1985), p.506, fig. 59, 6,p.507 fig. 60,7

Taxonul are de obicei dimensiuni mici, până la 3 μ. Forma este circulară, cele două inele bazale au dimensiuni reduse şi ocupă suprafeţe aproximativ egale. Zona centrală este acoperită cu o reţea fin perforată, afectată, adesea, fie de fenomene de supracreştere, fie de deteriorări până la dispariţie.

Proveniența: Formațiunea de Bisericani
Ocurențe: Germania, Suedia, Ungaria, Italia

Reticulophenestra lockeri Müller 1978
Pl. VI, 3

Reticulophenestra lockeri Müler; Mészáros et al. (1975), Pl. III, fig. 17, 18
Reticulophenestra lockeri Müler; Mészáros et al. (1991), p.132, Pl. IX, fig. 13, 14
Reticulophenestra lockeri Müler; Perch-Nielsen (1985), pg. 506, fig. 59.2,4

Taxon cu formă ovoidală sau subrotundă de talie medie spre mare. Discurile bazale sunt bine conturate, cel interior având suprafaţa mai mare. Zona centrală este bine definită, acoperită cu o reţea fină.

Proveniența: Formațiunea de Arşița.
Ocurențe: Anglia, Suedia, Italia, Franța

Toweius pertusus Mohler 1967
Pl. VI, fig. 9

Toweius pertusus Mahler 1967; Perch-Nielsen (1991), p.504, fig. 58, 43-44

Coccolit cu formă eliptică sau subrotundă, cu o aree centrală reticulată şi două discuri distincte. Reţeaua se întinde distal, până aproape de cel mai înalt punct al ariei centrale. În lumină polarizată, cu nicoli încrucişaţi se prezintă ca o formă strălucitoare, bine definită, cu excepţia scutului distal. Dimensiunile sunt cuprinse între 4 – 9 μ.

Proveniența: Formațiunea de Izvor, partea inferioară a Formațiunii de Straja.
Ocurențe: Scandinavia, Anglia

Dictyococcithes dictyodus (Deflandre and Fert.)
Pl. IV, fig. 12

Dictyococcithes dictyodus (Deflandre and Fert.); Lebenson (1973), p. 112, pl. III, fig. 5
Dictyococcithes dictyodus (Deflandre and Fert.); Bratu şi Gheţa (1973), p. 339, pl. 5, fig. 63, 64.
Dictyococcithes dictyodus (Deflandre and Fert.); Mészáros et al. (1975), p. 133, pl. 2, fig. 1-3

Dictyococcithes prezintă o zonă centrală acoperită de o reţea pe faţa proximală şi de structură în formă de creastă pe faţa distală. Peretele abia atinge nivelul crestei. Este semnalată în depozite de vârstă Eocen superioară-Oligocen inferioară.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Proveniența: Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine.
Ocurențe: Franța, Ungaria, Austria.

Familia **R h a b d o s p h a e r a** Haeckel 1894
Tribul **R h a b d o s p h a e r a c e a e** Lemmermann 1908
Genus **R h a b d o s p h a e r a** Haeckel 1894
Rhabdosphaera tenuis Deflandre
Pl. V, fig. 6

Rhabdosphaera tenuis Deflandre;	Bramlette and Sullivan (1961), p.170, pl. 5, fig. 14.
Rhabdosphaera tenuis Deflandre;	Hamilton et al. (1961), p. 158, pl. 62, fig. 20.
Rhabdosphaera tenuis Deflandre;	Radomski (1968), p. 604, pl. XLVI, fig. 13.
Rhabdosphaera tenuis Deflandre;	Mészáros et al. (1973), p. 41, pl. I, fig. 7, 8.

Rhabdolit sub forma unui tub destul de înalt cu marginile drepte sau slab arcuite ce prezintă o placă bazală. În vedere laterală, placa bazală apare sub conturată. Se întâlnește frecvent în asociațiile de nannoplancton analizate din intervalul marnelor de Lingurești.

Proveniența: Formațiunea de Scorbura, Formațiunea de Doamna - Vițeu, Formațiunea de Bisericani, Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine.
Ocurențe: Polonia, Franța, S.U.A., Anglia, Austria.

Rhabdosphaera truncata Bramlette and Sullivan
Pl. V, fig. 4,5

Rhabdosphaera truncata Bramlette and Sullivan;	Bramlette and Sullivan (1961), p. 170, plat. 5, fig. 15.
Rhabdosphaera truncata Bramlette and Sullivan;	Stradner (1969), p. 441, tabl. LXXXIX, fig. 6-8.
Rhabdosphaera truncata Bramlette and Sullivan;	Bramlette and Sullivan (1972), p. 337, fig. 40, 41.

Rhabdolit cu scut circular ce se lărgește sau îngustează în apropierea platoului bazal. Pendunculul îngustat în porțiunea mediană, are un vârf truncat și un canal central mare. Taxonul este prezent cu indivizi puțini în formațiunile Eocenului mediu și superior, Biozonele NP_{14}-NP_{17}.

Proveniența: Formațiunea de Straja, Formațiunea de Scorbura.
Ocurențe: Franța, Italia, S.U.A., Polonia.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Rhabdosphaera pinguis Deflandre
Pl. V, fig. 7

Rhabdosphaera pinguis *Deflandre;* — Deflandre, Stradner (1969), p. 441, tabl. LXXXIX, fig. 13-15.

Rhabdolit de talie mare, cu peduncul alungit, ascuțit la partea superioară, cu un canal central îngust. Scutul circular este de talie mică, îngustat spre bază. Apare mai frecvent în formațiunile Eocenului inferior și mediu.

Proveniența: Formațiunea de Straja..
Ocurențe: Polonia, Austria, Olanda.

Rhabdosphaera crebra Deflandre
Pl. V, fig. 8

Rhabdosphaera crebra Deflandre; — Deflandre (1961), p. 179, Pl. 5.

Rhabdosphaera crebra Deflandre; — Bramlette and Sullivan (1961), p. 169, Pl. 5, fig. 1-3

Rhabdosphaera crebra Deflandre; — Hamilton et al. (1985), p. 158, Pl. 6.2., Fig. 18,19.

Rhabdolit ce are pedunculul de dimensiuni mai mici, canal central apreciabil și scut circular îngustat în apropierea platoului bazal. Este un taxon comun în depozite de vârstă Eocen mediu și superior, Biozonele NP_{14}-NP_{18}.

Proveniența: Formațiunea de Scorbura, Formațiunea de Doamna – Vițeu.
Ocurențe: Franța, S.U.A., Polonia.

Rhabdosphaera inflata Bramlette and Sullivan
Pl. V, fig. 3

Rhabdosphaera inflata Bramlette and Sullivan; — Bramlette and Sullivan (1961), p. 169, Pl. 5, fig. 4, 5.

Rhabdosphaera inflata Bramlette and Sullivan; — Bratu și Gheța (1972),, p. 338, Pl. 4, fig. 50, 51.

Rhabdosphaera inflata Bramlette and Sullivan; — Mészáros et al. (1991), p. 131, Pl. 8, fig. 9.

Rhabdolit cu pedunculul umflat în porțiunea mediana și ascuțit la vârf, având un scut circular, cu o fereastră centrală mică. Este un taxon comun pentru Eocenul mediu și marker subzonal pentru $NP_{12\,b}$.

Proveniența: Formațiunea de Scorbura.
Ocurențe: Franța, Ungaria, Slovacia, Polonia.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Familia **S p h e n o l i t h a c e a e** Deflandre 1962
Genus **S p h e n o l i t h u s** Deflandre
Sphenolithus pseudoradians Bramllete and Wile
Pl. V, fig. 10

Sphenolithus pseudoradians Bramllete and Wile;	Lebenson (1973), p.100, pl. 3, fig. 5.
Sphenolithus pseudoradians Bramllete and Wile;	Kapellos and Schaub (1973), p. 325, taf. V, fig. 7.
Sphenolithus pseudoradians Bramllete and Wile;	Mészároș (1991), p.131, pl. VIII, fig. 2.
Sphenolithus pseudoradians Bramllete and Wile;	Perch-Nielsen (1991), p. 433, pl.3, fig. 13-15; p. 519, pl. 70, fig. 34-35.

Sfenolit cu un spin apical lung și o bază inelară. În vederea laterală are forma de pană, corpul calcaros este compus din mai multe plăci radiare și câteva bazale. Este taxonul marker pentru Eocenul superior Biozona NP_{20} cu Sphenolithus pseudoradians, Martini 1971 și apare începând cu probele de sub intercalațiile centimetrice de menilite, din cadrul menilitelor inferioare.

Ocurențe: Austria, Franța, Anglia, Germania.

Sphenolithus radians Deflandre
Pl. V, fig. 9

Sphenolithus radians Deflandre;	Bramlette and Sullivan (1961), p. 174, pl. 14, fig. 6-8.
Sphenolithus radians Deflandre;	Stradner (1969), p. 435, tabl. LXXXIII, fig. 8,9.
Sphenolithus radians Deflandre;	Bratu și Gheța (1972), p. 338, pl. 4, fig. 46-47.
Sphenolithus radians Deflandre;	Lebenson (1973), p. 100, pl. II, fig. 5.
Sphenolithus radians Deflandre;	Perch-Nielsen (1985), p. 519, pl. 70, fig. 65-67.

Sfenolitul prezintă un scut proximal sau o columnă mai mult sau mai puțin paralel plasată, pe care apare o sutură mediană vizibilă în spinul apical. Apare încă din Biozona NP_{12} fiind prezent și în Biozona NP_{13} cu un număr redus de indivizi.

Proveniența: Formațiunea de Scorbura, Formațiunea de Doamna – Vițeu.

Ocurențe: Germania, Danemarca, Anglia, Rusia.

Sphenolithus anarrhopus Bramlette et Wilcoxon 1967
Pl. VI, fig. 2

Sphenolithus anarrhopus Bramlette et Wilcoxon; Perch-Nielsen 1991, p.519,fi. 70, 79 – 82, p.521, fig. 71

Taxonul se distinge printr-o puternică asimetrie a spinului apical. Cu nicoli încrucișați spinul este foarte vizibil la un unghi de 45^0.

Proveniența: Formațiunea de Izvor.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ocurențe: S.U.A, Germania, Austria

Sphenolithus pseudoradians Bramlette et Wilcoxon 1967
Pl. VI, fig. 5

Sphenolithus pseudordians Bramlette and Wilcoxon; Mészáros et al. (1991), p.131, Pl. VIII, fig. 5
Sphenolithus pseudordians Bramlette and Wilcoxon; Lebenson (92), Pl. III, fig. 5
Sphenolithus pseudordians Bramlette and Wilcoxon; Perch-Nielsen (1985), pg. 519, fig. 70, 34-36

Este un taxon de talie mare, cu lame apicale, vizibile cu nicolii în paralel, spinii sunt mai extinși și bine conturați, are un buton mai lat, ieșit în relief, de obicei zimțat și un vârf ușor bifurcat.

Proveniența: Formațiunea de Arșița
Ocurențe: Franța, Italia, Ungaria, Germania

Sphenolithus ciperoiensis Bramlette et Wilcoxon 1967
Pl. VI, fig. 1

Sphnolithus ciperoensis Perch-Nielsen (1985), pg. 519, fig. 70, 40, 47
Sphnolithus ciperoensis Mészáros et al. (1975), p.132, Pl. IX, fig. 18

Taxoni de talie mică, dificil de determinat. Cu nicolii încrucișați la 45^0 liniile de extincție dintre coloana bazală și spinul apical sunt în formă de X. Unghiul dintre brațe este de cca. 120^0, în materialul bine conservat observându-se bifurcații subțiri slab conturate.

Proveniența: Formațiunea de Arșița.
Ocurențe: Anglia, Germania, Italia, Franța, Ungaria

Tribul **Triquetrorhabulaceae** Lipps (1969)
Genus **Triquetrorhabdulus** Lipps (1969)
Triquetrorhabdulus carinatus Lipps (1969)
Pl. VI, fig. 7

Triquetrorhabduslus carinatus Lipps (1969); Perch-Nielsen (1985), pg. 526, fig. 76.
Triquetrorhabduslus carinatus Lipps (1969); Mészáros et al. (1991), p.133, fig. 1

Taxonii sunt caracterizați de prezența pe suprafața exterioară a unor zimți în formă de fus și de un aspect alungit fusiform. În secțiune forma este triradială cu fețe concave.

Proveniența: Formațiunea de Arșița.
Ocurențe: Franța, Germania, Italia

Triquetrorhabdulus milowii Lipps 1969
Pl. VI, fig. 8

Triquetrorhabduslus carinatus Lipps (1969); Perch-Nielsen (1985), pg. 526, fig. 76.4

Taxonul este o formă relativ scurtă și lată cu o creastă bine conturată iar uneori mai are și niște creste scurte transversale

Proveniența: Formațiunea de Arșița.
Ocurețe: Ugaria, Italia, Germania, Franța

BCU IASI / CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

Tribul **Z Y G O D I S C A C E A E** Hay and Mohler 1967
Genus **I s t h m o l i t h u s** Deflandre 1954
Isthmolithus recurvus Deflandre
Pl. V, fig. 11, 12

Isthmolithus recurvus Deflandre;	Şamrai şi Lazareva (1956), p. 712, pl.I, fig. 12.
Isthmolithus recurvus Deflandre;	Martini (1958), p. 376, taf. 2, fig. 5.
Isthmolithus recurvus Deflandre;	Hay et al. (1966), p. 399, pl. XII, fig. 1-3.
Isthmolithus recurvus Deflandre;	Radomski (1968), p. 605, pl.XLVI, fig. 19.
Isthmolithus recurvus Deflandre;	Beke (1971), p. 36, pl.VI, fig. 19.
Isthmolithus recurvus Deflandre;	Bratu şi Gheţa (1972), p. 334, pL. IV, fig 67.
Isthmolithus recurvus Deflandre;	Mészáros et al. (1973), p. 64, pl. II, fig. 12.
Isthmolithus recurvus Deflandre;	Lebenson (1973), p. 100, pl. III, fig. 2, 3.
Isthmolithus recurvus Deflandre;	Bombiţă et al. (1975), p.166, pl. 2, fig. 19.
Isthmolithus recurvus Deflandre;	Mészáros et al. (1991), p.131, pl. VIII, fig. 1.
Isthmolithus recurvus Deflandre;	Perch-Nielsen (1991), p. 433, pl.. 3, fig. 11, 12, p. 528, pl. 78, fig. 1, 2.

Paralelogram alungit, cu capetele rotunjite, împărţit prin două bare transversale. Este frecvent în probele de peste gresia de Lucăceşti, constituind taxonul marcator al Biozonei NP_{19} (Martini, 1971). Primele apariţii sunt remarcate încă din Biozona NP_{18}, fiind prezent, este adevărat cu un număr redus de indivizi, până în Biozona NP_{22}.

Proveniența: Formaţiunea de Bisericani, Formaţiunea de Plopu.

Ocurenţe: Rusia, S.U.A., Polonia, Ungaria, Franţa.

Neococcolithes protenus Bramlette and Sullivan
Pl. VII, fig. 1

Neococcolithes protenus Bramlette and Sullivan;	Bramlette and Sullivan (1967), pl.199, fig. 19-21.
Neococcolithes protenus Bramlette and Sullivan;	Hay et Mohler (1967), p. 1520, fig. 19-21.

Neococcolithes protenus este singura specie de Neococcolithes din Paleocen. Prezintă o cruce centrală în formă de X, mai mult sau mai puţin neregulată, cu bare egale sau de lungime uşor diferită. Este considerat strămoşul speciilor reprezentative din Eocen şi caracterizează Biozonele NP_7 şi NP_8.

Proveniența: Formaţiunea de Izvor, Formaţiunea de Straja.

Ocurenţe: Franţa, Germania, Austria.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Zygodiscus spiralis (Bramllete et Martini)
Pl. VII, fig. 3

Zygodiscus spiralis (Bramllete et Martini);	Gartner (1965), p. 53, pl. 7, fig. 3 a-b-c.
Zygodiscus spiralis (Bramllete et Martini);	Costea şi Comşa (1979), p. 61, pl. 9, fig. 22-24; 31; 45-47

Specimenele aparţinând acestei specii sunt uşor de recunoscut cu nicoli încrucişaţi, având discul marginal, datorită structurii sale, extins într-o formă de spirală. Se întâlneşte în formaţiuni de vârstă Campanian-Maastrichtian.

Proveniența: Formațiunea de Hangu.
Ocurențe: Olanda, Danemarca, Tunisia.

Genus **Z y g o l i t h u s** Deflandre 1949
Zygolithus dubius Deflandre
Pl. VII, fig. 4

Zygolithus dubius Deflandre;	Gorka (1954), p.16, pl. I, fig. 6.
Zygolithus dubius Deflandre;	Martini (1958), p. 374, taf.1, fig. 1.
Neococcolithes dubius Deflandre;	Deflandre (1961), p.180, pl. 6.
Neococcolithes dubius Deflandre;	Bramlette and Sullivan (1961), p.170, pl. 6, fig. 12-14
Zygolithus dubius Deflandre;	Perch-Nielsen (1967), p.32, taf. 3, fig. 13,14.
Neococcolithes dubius Deflandre;	Stradner (1969), p. 432, pl. LXXXVII, fig. 1-3.
Zygolithus dubius Deflandre;	Beke (1971), p.26, pl. I, fig. 14-16.
Neococcolithes dubius Deflandre;	Bratu şi Gheţa (1972), p.334, pl. IV, fig. 48.
Neococcolithes dubius Deflandre;	Kapellos and Schaub (1973), p.737, taf. II, fig. 6.
Zygolithus dubius Deflandre;	Mészáros et al. (1974), p. 41, pl.I_i, fig. 10,11 .
Neococcolithes dubius Deflandre;	Perch-Nielsen (1991), p.528, pl. 78, fig.13,14.

Lopadolit eliptic cu marginea netedă şi arcuită. Pe suprafaţa centrală se încrucişează două bare diagonale în formă de X unite printr-o bară transversală. Se întâlneşte rar în toate probele cercetate repartizate Biozonelor NP_{12}, NP_{14}, NP_{15} şi, ceva mai frecvente, în biozonele NP_{18} şi NP_{19}.

Proveniența: Formațiunea de Bisericani, Formațiunea de Plopu.
Ocurențe: Polonia, Germania, Austria, S.U.A., Franța.

Genus **Zygodiscus sigmoides** (Bramlette and Sullivan)

Zygodiscus sigmoides (Bramlette and Sullivan);	Gartner (1965), p. 53, pl. 7, fig. 3 a-b-c.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Zygodiscus sigmoides (Bramlette and Sullivan); Costea şi Comşa (1979), p. 61, pl. 9, fig. 22-24, 31, 45-47.

Cocolit cu o bordură joasă şi un platou bazal atenuat, care prezintă o bară transversală, de obicei cu o curbură sigmoidă, ce susţine un buton central sau un trunchi scurt. Apare încă din biozona NP_1 fiind comun în biozonele NP_6, NP_7 şi NP_8.

Ocurenţe: Austria, Franţa, Polonia.

Zygolithus junctus (Bramlette and Sullivan)
Pl. VII, fig. 5

Zygolithus junctus (Bramlette and Sullivan); Bramlette and Sullivan (1961), p. 180, pl. 6, fig. 11.

Zygolit prezentînd o margine îngustă şi o zonă centrală deschisă traversată de o structură delicată în formă de X, ale cărei bare se intersectează la un unghi foarte îngust, lărgindu-se distinct la contactul cu marginea. Este prezent în formaţiuni de vârstă Paleocen inferioară.

Proveniența: Formaţiunea de Straja.

Ocurenţe: S.U.A., Franţa.

Heliorthus concinnus (Martini)
Pl. VIII, fig. 3

Heliorthus concinnus (Martini); Hay et Mohler (1967), p. 1520, pl. 199, fig. 16-18.

Specia prezintă o bordură construită din segmente triunghiulare puternic suprapuse. Acestea sunt aranjate astfel încât partea plată a triunghiului e vizibilă de pe suprafaţa proximală a bordurii. Structura centrală în formă de X e obscură. Taxonul este caracteristic pentru asociaţiile din Paleocen şi în special pentru Biozona NP_6.

Proveniența: Formaţiunea de Izvor.

Ocurenţe: Franţa, Austria.

Chiphragmalithus calathus Bramlette and Sullivan
Pl. VII, fig. 6

Chiphragmalithus calathus Bramlette and Sullivan; Bramlette and Sullivan (1961), p. 172, pl. 10, fig. 7-10.

Specimenul este circular sau uşor eliptic. Marginea este subţire având înălţimea egală cu diametrul cel mai mare, sau jumătate din acesta. Deschiderea centrală e străbătută transversal de o structură în formă de X, ceva mai înaltă decît marginea. Se constituie ca un taxon comun pentru depozitele de vârstă Eocen inferioară, caracterizând chiar baza acestuia.

Proveniența: Formaţiunea de Izvor.

Ocurenţe: Anglia, Germania, Belgia.

Chiphragmalithus cristatus (Martini)
Pl. VII, fig. 7

Chiphragmalithus cristatus (Martini); Bramlette and Sullivan (1961), p.172, pl. 10, fig. 12,13

BCU IAŞI - CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

Este o specie circulară, pătrată în vedere plană, cu bordura puternic ieşind în afară distal. Bordura e ornamentată cu două sau trei proeminenţe, subţiate în fiecare pătrat, extinzându-se într-o periferie lobată. Zona centrală e străbătută de pereţi despărţitori încrucişaţi, care tind să se curbeze distal. Deschiderea centrală e mică. Caracterizează de obicei, depozitele de vârstă Eocen mediu.

Proveniența: Formațiunea de Scorbura.

Ocurențe: Germania, Austria, Franța.

Tribul **P O D O R H A B D A C E A E** Nöel 1965

Genus **C r e t a r h a b d u s** Bramlette and Martini 1964

Cretarhabdus crenulatus (Bramlette and Martini)

Pl. VII, fig. 8

Cretarhabdus crenulatus (Bramlette and Martini);	Gartner (1965), p. 53, pl. 6, fig. 6a-b-c.

Specimenele prezintă o zonă centrală perforată şi mult mai mare, şi o bordură mai îngustă, prăjina centrală are o forma alungită, uneori neregulată. Este întâlnit, de regulă, în depozite de vârstă Coniacian-Maastrichtian (CC_{13}-CC_{26}).

Proveniența: Formațiunea de Hangu.

Ocurențe: Austria, Franța, Senegal, S.U.A.

Cretarhabdus conicus (Bramlette and Martini)

Pl. VII, fig. 9

Cretarhabdus conicus (Bramlette and Martini);	Gartner (1965), p. 54, pl. 11, fig. 12 a-b-c.
Cretarhabdus conicus (Bramlette and Martini);	Gartner (1965), p. 50, pl. 14, fig. 7-9.
Cretarhabdus conicus (Bramlette and Martini);	Gartner (1965), p. 55, pl. 15, fig. 9 a-b-c.
Cretarhabdus conicus (Bramlette and Martini);	Bramlette and Martini (1965), p. 55, pl. 17, fig. 10 a-b-c.
Cretarhabdus conicus (Bramlette and Martini);	Costea şi Comşa (1965), p. 56, pl. 2, fig. 19-22; p. 57, pl. 4, fig. 8-12; p. 58, pl. 5, fig. 33-35; p. 63, pl. 11, fig. 4; p. 63, pl. 12, fig. 4.
Cretarhabdus conicus (Bramlette and Martini);	Mészáros et al. (1991), p. 127, pl. 4, fig. 19.

Rhabdolit cu discul rotunjit, care prezintă în partea centrală două axe intersectate, subrotunjite la unghi de aproximativ 90°. Bordura este ceva mai lată, iar prăjina centrală conică. Apare în asociaţiile de nannoplancton cretacice, în special în intervalul Coniacian inferior-Maastrichtian (CC_{12}-CC_{26}).

Proveniența: Formațiunea de Hangu.

Ocurențe: Olanda, Rusia, Austria, Franța.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tribul **E I F F E L I T H A C E A E** Reinhardt 1965

Genus **E i f f e l i t h u s** Reinhardt 1965, 1966

Eiffelithus turriseiffeli (Deflandre) Reinhardt

Pl. III, fig. 12

Eiffelithus turriseiffeli (Deflandre) Reinhardt;	Gartner (1965), p. 53, pl. 3, fig. 13 a-b-c.
Eiffelithus turriseiffeli (Deflandre) Reinhardt;	Gartner (1965), p. 53, pl. 7, fig. 5 a-b-c.
Eiffelithus turriseiffeli (Deflandre) Reinhardt;	Gartner (1965), p. 54, pl. 13, fig. 1 a-b-c, 2 a-b-c.
Eiffelithus turriseiffeli (Deflandre) Reinhardt;	Gartner (1965), p. 55, pl. 17, fig. 3.
Eiffelithus turriseiffeli (Deflandre) Reinhardt;	Mészáros et al. (1975), p. 133, pl. 4, fig. 29, 30.
Eiffelithus turriseiffeli (Deflandre) Reinhardt;	Mészáros et al. (1994), p.196, pl. 3, fig. 6.
Eiffelithus turriseiffeli (Deflandre) Reinhardt;	Crux (1994), p. 130, pl. 5.9, fig. 16, 17.

Formă elipsoidală, cu area centrală largă, în care se dispun două bare intersectate sub un unghi ascuțit, situate în poziție centrală. Se remarcă lățimea redusa a primului inel. Este întâlnită în depozitele de fliș cretacic ce au vârsta cuprinsă între Cenomanian și Maastrichtian, biozonele CC_9- CC_{26} .

Proveniența: Formațiunea de Hangu.

Ocurențe: Franța, Rusia, Polonia, Olanda, S.U.A.

I N C E R T A E S E D I S

Genus **T e t r a l i t h u s** Gardet 1955

Tetralithus gothicus Deflandre

Pl. VIII, fig. 1

Tetralithus gothicus Deflandre;	Costea și Comșa (1979), p. 60, pl. 8, fig. 45; p.62, pl.10, fig. 19-20.

Tetralit în formă de cruce compus din 4 plăci romboidale din care două (cele opuse) sunt mai mari și perpendiculare pe celelalte două. Apare frecvent în asociațiile de nannoplancton caracteristice Maastrichtianului.

Proveniența: Formațiunea de Hangu.

Ocurențe: Austria, Rusia, S.U.A

Genus **L u c i a n o r h a b d u s** Deflandre 1959

Lucianorhabdus cayeuxi Deflandre

Pl. VII, fig. 11, 12

Lucianorhabdus cayeuxi Deflandre;	Gartner (1965), p. 54, pl. 10, fig. 18-20.
Lucianorhabdus cayeuxi Deflandre;	Gartner (1965), p. 54, pl. 12, fig. 7 a,b,c.
Lucianorhabdus cayeuxi	Gartner (1965), p. 55, pl. 20,

BCU IASI / CONTRIBUTION LIBRARY

Deflandre; fig.14.

Lucianorhabdus cayeuxi Deflandre; Gartner (1965), p. 54, pl. 12, fig. 7 a,b,c.

Lucianorhabdus cayeuxi Deflandre; Costea şi Comşa (1979), p. 59, pl. 6, fig. 43; p. 60, pl. 8, fig. 7, 8; p. 61, pl. 9, fig. 20, 21; p. 63, pl. 11, fig. 3.

Lucianorhabdus cayeuxi Deflandre; Crux (1991), p. 134, pl. 510, fig. 30.

Specie uşor de recunoscut, dar cu variaţii în forma şi mărimea butonului şi mărimea discului bazal. Speciile campaniene par să fie mai mari. Este prezent din Campanian până în Maastrichtianul superior.

Proveniența: Formaţiunea de Hangu.
Ocurenţe: Franţa, Rusia, S.U.A.

Genus **L i t r a p h i d i t e s** Deflandre 1963
Litraphidites carniolensis Deflandre
Pl. VII, fig. 10

Litrophidites carniolensis Deflandre; Gartner (1965), p. 53, pl. 6, fig. 8a-b.

Litrophidites carniolensis Deflandre; Gartner (1965), p. 68, pl. 12, fig. 8a-b-c.

Litrophidites carniolensis Deflandre; Crux (1965), p. 132, pl. 5.10, fig. 1.

Rabdolit alungit, rar de formă uşor lenticulară, ascuţit la capete cu pedunculul având aspect caracteristic datorită extincţiei separate a părţilor, în lumină polarizată. Taxonul se dezvoltă exclusiv în Cretacic şi anume în intervalul Beriasian-Maastrichtian.

Proveniența: Formaţiunea de Hangu.
Ocurenţe: Franţa, S.U.A., Germania.

Genus **Marthasterites tribrachiatus** (Bramlette and Riedel) Deflandre 1963

Marthasterites tribrachiatus (Bramlette and Riedel) Deflandre; Stradner (1969), tabl. XXXIII, fig. 1-5.

Marthasterites tribrachiatus (Bramlette and Riedel) Deflandre; Bratu şi Gheţa (1972), p. 337, pl. 3, fig. 28.

Marthasterites tribrachiatus (Bramlette and Riedel) Deflandre; Mészáros et al. (1991), p. 126, pl. 6., fig. 9.

Asterolit cu 3 raze, prezentând frecvente variaţii atât ale vârfurilor care sunt rotunjite sau noduroase, cât şi ale lăţimii şi formei care pot fi ascuţite ca nişte lame sau ca o bandă. Curbura razelor poate fi observată doar în poziţie distală.

Este frecvent întâlnit în asociaţiile din Eocenul inferior fiind caracteristic biozonelor NP_{11}-NP_{12}.

Ocurenţe: Franţa, Germania, S.U.A.

BCU CLUJ - UNIVERSITY LIBRARY

ABSTRACT

The geologic literature regarding Suceava – Putna – Brodina area is quite scarce, consisting of the papers written by Joja (1954, 1955, 1957, 1960, 1965), Joja and Chiriac (1964), Joja *et al.* (1968, 1967, 1978), as well as the papers of Filimon and Albu (1956) and Micu and Constantin (1993) for the Gura-Putnei semi-window.

In this context our mission was to detail the geology of the sector situated north of Putna river and bringing it to a level close of that of the southern areas (Sucevița, Sucevița - Soloneț – Moldovița, Moldovița), updating the information to the actual state of knowledge of the external flysch.

In this purpose, since 1980 thorough terrain survey has been made as well as collecting from separate units of petrographic samples (from which 90 thin sections have been chosen) and of nannoplankton samples (42 samples from which 230 sections were prepared), which were subsequently microscopically analyzed. We have also used data obtained from the geological surveys conducted in the area by S.C. „Geomold" S.A. and by the oil specialists, in this way completing and verifying the geologic model we proposed for the Suceava – Putna – Brodina area.

Following the field survey and the laboratory work, the 1:25000 scale geologic map of the Suceava valley – Putna valley – Brodina valley area (Eastern Carpathians) has been drawn, accomplishing the information on the area's lithostratigraphy, biostratigraphy and tectonics. On the basis of the obtained results some conclusions have been inferred regarding the continuation of the tectonic structures from the investigated region to the southern basins of Sucevița and Moldovița, also multidisciplinary considerations have been made regarding paleontological and paleogeographical aspects as well as a revision of the potentially valuable mineral resources. The text is accompanied by a series of graphic representations and photos (126) that come to fill in the commentaries of the text and justify our conclusions.

LITHOSTATIGRAPHIC CONCLUSIONS

In the Suceava – Putna – Brodina area the deposits belong to two major tectonic units: the Tarcău and Vrancea Nappes that crop out in the Gura-Putnei semi-window.

Tarcău Nappe

The deposits of the Tarcău Nappe crop out to the west and south of the thrusting line that follows on its southern part the right side slope of the Gura Putna brook, on a NE-SW direction, up to the spring area of Glodu brook and then leads towards NNW, beneath the Scorbura and Lomul summits, crossing Suceava valley west of Straja (by „the end of the village").

In this area occur important east-west lithofacial variations, due to geomorphologic modifications of the sedimentation basin that have interfered as a reflex of the geotectonic movements. At the same time are remarked lithologic differentiations in comparison with the southern areas of Sucevița and Moldovița, fact that implies a particular evolution of the sector situated north of Putna River.

Some general features of the area may be observed regarding the maintenance of the sedimentologic uniformity during Senonian – Paleocene, when were formed the detritic carbonatic deposits of the Hangu and Izvor units on the entire area of Tarcău Nappe, as well as an accentuated differentiation of the sedimentation from east to west in the Ypresian – Bartonian. Later, during Priabonian – Oligocene, a certain homogenization of the sedimentation occurred in the investigated sector, yet the lithofacial differences are maintained on the area of the Tarcău Nappe.

In the Suceava – Putna – Brodina perimeter the lithologic column of the Tarcău Nappe includes deposits of Senonian – Oligocene age.

Senonian – Paleocene

During this period, as already mentioned, on the entire studied area were formed turbiditic, detrito-carbonaceous deposits belonging to the Hangu (Senonian) and Izvor (Paleocene) Units.

Hangu Unit crops out in the Suceava Valley and on its tributaries, as well as on Putna valley and on a series of left tributaries of the latter. It invariably occurs in the front of the Tarcău Nappe and of the Lomul – Scorbura, Bâtca - Glodu, Crucii – Stauina - Sihăstria, Şandru - Măgura Vacii and Solovanu faulted overturned folds. The lower part of the column is cut by the thrust plane of the nappe or by the fault planes of the faulted overturned folds.

The most complete outcrops of the deposits belonging to this unit are offered by Putna river, in the sector between the confluence with Putnişoara and Glodu brooks and at the confluence with Ursoaia brook, and west of the latter, where we have separated the four members identified in Sucevița basin by Ionesi and Florea (1996): the Lower marls with *Chondrites* Member, the Quartz sandstones Member, the Upper marls with *Chondrites* Member and the Sandstone-marl-clayey Member.

The thickness of the unit varies from almost 700 m on Măgura brook, in front of the Crucii – Stauina – Sihăstria faulted overturned fold, up to 500-600 m in Putna valley in front of the Bâtca - Glodu and Crucii – Stauina – Sihăstria faulted overturned fold. The real thickness is difficult to assess because of the high tectonization of the area.

From a lithologic point of view, per ensemble the unit consists of a pelitic-arenitic rhythmic flysch, represented by an alternation of gray-bluish marls and clayey limestones, with traces of *Chondrites* and *Zoophycos*, fractured gray calcareous sandstones, micaceous sandstones with numerous carbonized fragments, yellowish micritic limestones, micro-conglomerates and gray-greenish clays. In the epiclastic deposits the lutitic-siltitic material dominates over the arenitic-ruditic one.

Usually the turbiditic sequences are easily followed and besides those of arenite – arenitic marls - marls, arenite - marls, arenite - shales (clays and marls) (Ionesi and Florea, 1996) sometimes are also found some sequences of micro-rudite (rarely rudite) – arenite – marls type.

Izvor Unit consists almost entirely of arenitic turbidites (Ionesi 1971, 1996; Florea, 1999). The dominant note is given by the existence of a succession of arenitic and pelitic rocks within sequences or poly-strata.

In the Suceava – Putna – Brodina area, the Izvor Unit conformably overlies the Senonian deposits, being identified on the Străjii, Humăriei, Calanceni and Răstoaca Mare brooks (left tributaries of Suceava river), also on Suceava valley, Ascunsul, Ciolotei and Cioloteiaş brooks (right tributaries of Suceava river), Măgura, Sihastru and Jiji brooks (tributaries of Boului brook), Putna valley, Glodu and Ursoaia brooks (left tributaries of Putna). The unit is conformably overlain by the Surcele Unit, except for the Crucii – Stauina – Sihăstria faulted overturned fold, where at its top it is stratigraphically overlain by the deposits of the Straja Unit. The thickness of the unit varies from 110 m on Suceava valley to 150 m on Putna River and Humăriei brook.

The unit consists of turbiditic sequences (quite obvious on Putna River, west of the confluence with Glodu brook), consisting of micro-conglomerate sub-units in base, followed in the middle part by an arenite sequence and at the upper part by silto-lutites. Therefore, in over 80% of the observed cases may be separated sequences of the *ABCD* type (microrudite – arenite – silt – lutite) and *BCD* type (microrudite – arenite – lutite), or more rarely *BD* (arenite – lutite).

Grasu *et al.* (1988) present in the stratigraphic column of the Izvor Unit the following petrographic types: biosparites and sparites with bioclasts and green rock elements, siltitic micrites, siltitic marls and clayey siltites. Referring to the sedimentation conditions of the unit,

the authors relate the low thickness of the sequences with the high frequency of turbidity currents, determined by the accentuated continental slope.

Regarding the source of the terrigenous material Ionesi (1971) indicates a green schists cordillera of foreland type, activated during the Laramic tectonic movements. Grasu *et al.* (1988) comment the complex role of the submerged cordilleras, inferring that on their axial ridges conditions are created for the installation of algae and bryozoan reef biotopes or of sponge biotopes and thus diversifying the basin sedimentary material source, as well as the fact that these cordilleras with an insular development have an active role in the formation of the diapir anticlinoria.

Eocene

During the Eocene the sedimentation has been differentiated in time and space, thus appearing heterotropic facies, due to the installation of a highly dynamic geotectonic regime as compared with the Upper Cretaceous. The mobility of the basin has been expressed through the formation of internal basins, separated by cordilleras and the diversification in this way of the sedimentation domain, through the creation of particular environments in the internal basins and the multiplication of clastic material source areas. The presence of the cordilleras is now unanimously accepted and what still remains in discussion is the position and the tectogenetic moments responsible for their reactivation/raising.

The Eocene litostratigraphic column has at its base the terminal part of the Izvor Unit (Putna beds; Joja *et al.*, 1968; Micu, 1979) and ends in the eastern part with the Lucăcești sandstone and *Globigerina* marls Unit and in the west with the Lupoaia Unit.

According to the research data of the detailed field survey in the Suceava – Putna – Brodina area, we have separated the following lithofacies:

- *the Doamna lithofacies* (= the Putna facies; Joja, 1954), that characterizes the eastern part of the Tarcău Nappe, up to a line that follows the front of the Bâtca - Glodu and Străjii faulted overturned folds. The lithologic column of the Doamna lithofacies extends during Ypresian – Bartonian, consisting of the *Surcele*, *Straja*, *Sucevița* and *Doamna – Vițeu Units*. The deposits developed in this facies compose the column of the Lomul – Scorbura faulted overturned fold. The upper part of the lithologic succession is cut by the fault planes of the Straja and Bâtca – Glodu faulted overturned folds;

- *the Scorbura – Doamna lithofacies* is developed west of the mentioned line, up to the Falcău – Ștef line. The lithologic column consists of the *Surcele*, *Straja*, *Scorbura*, *Doamna – Vițeu*, *Bisericani* and *Lucăcești Sandstone and Globigerina marls Units*, of Ypresian – Priabonian age. These deposits enter the constitution of the Straja, Bâtca – Glodu faulted overturned folds and Măgura rasp wedge;

- *the Scorbura – Tazlău lithofacies* has been identified west of the Falcău – Ștef line, up to Brodina valley (Brodina fault). The deposits of this lithofacies belong to the *Surcele*, *Straja*, *Scorbura – Tazlău*, *Plopu* and *Lupoaia Units* and characterize the Ypresian – Priabonian period.

Surcele Unit has a constant development at the base of the Straja Unit, with thicknesses up to 55 m, being present in all the three lithofacieses: Doamna, Scorbura – Doamna and Scorbura - Tazlău.

The separation of this unit in our study area has had as justification the extension of this lithologic unit also to the south of the Putna River, fact that demonstrates that this quartz-arenitic moment did not had a local development characteristic only to our area. This lithologic unit has been described with variable thicknesses, even if not allways separated as a distinctive level, in the Putna - Sucevița (Joja, 1954; Micu, 1979; Florea, 1999), Râșca-Agapia (Joja, 1952), Voroneț - Suha Mică - Plotonița (Dicea, 1974) and Valea Moldovei (Ionesi, 1961, 1971) regions.

Joja (1952) shows that in the Râşca – Agapia area, over the "Tisaru-like beds" (according to Dumitrescu, 1948, 1952) (= „Straja beds"; according to Joja, 1952) „*stands immediately*" a siliceous sandstone similar to the Kliwa sandstone, that appears with large thicknesses and on large areas in all the internal areas of the Marginal Nappe. It is a fine-grained sandstone, yellowish or yellow-greenish, with medium hardness and with „*numerous green graines, visible with the naked eye*".

Regarding the development of the sandstone levels of Scorbura type in the „Putna facies" (Putna – Putnişoara area), Joja (1954) shows that "*this sandstone* (Scorbura sandstone, n.n.), *that in fact appears as simple beds of a few meters, sometimes even in the Putna facies, has been described by us last year, from the western part of the flysch between Voivodeasa and Sucevița, on Rusca brook and at Poiana Mese, where it also presents a remarkable development*".

From a lithologic viewpoint, the level is made up of 90% Kliwa-like quartz glauconitic sandstones of yellowish, white or yellowish-brown colour. Within their mass may be rarely observed fragments of green rocks or carbonized remains. It sometimes presents transversal and directional passages towards varieties of weakly calcareous sandstones. These sandstones are usually disposed in massive banks of 1-2 m or even 10-15 m, that sometimes pass directionally into turbiditic rhythms consisting of two terms - arenite and sillto-pelite - where dominates the arenitic fraction.

Straja Unit. Beginning with the sedimentation of this formation, the differentiation of the sedimentation conditions on the area of the Tarcău Nappe becomes obvious.

In the eastern part, in the Doamna lithofacies, the unit has a typical development, according to the stratotype, consisting of an alternation of clays and siltstones with quartz glauconitic sandstones, limestones, silicolites and spongolitic gaizes in thin beds, with a characteristic red-tiled color at the surface. The coarse-grained quartz sandstone intercalations with thickness of 0.5-0.8 m have low frequencies. The outcrop thickness of the unit is up to 80 m.

In the Scorbura – Doamna lithofacies the lithologic aspect changes, being different to both the eastern and western areas. The lithologic column of the unit is reduced to a rock packet of 10-40 m, consisting of an alternation of silto-lutites and arenites, disposed in 5-15 cm beds.

Westwards, in the area of Scorbura – Tazlău lithofacies, the unit has a stratigraphic thickness of 70 m, revealing a dominantly arenitic character, as compared to the situation from the front of the Tarcău Unit. The arenitic-silto-lutitic material ratio is of 1:1.

This facies variation is consistent with the fact that in the west of the Suceava – Putna – Brodina area the eastern-type sedimentation has alternated with the western-type, which denotes that this is an area of interference of the sedimentologic factors that controlled the sedimentation in the western and eastern basins.

Sucevița Unit crops out only in the eastern part of the area, entering the constitution of the Lomul – Scorbura faulted overturned fold. It crops out north of Suceava river, on Straja brook and at the springs of the Calanceni brook and south of Suceava River, on Boului brook. It conformably overlies the Straja Unit and is overlain, also conformably, by the Doamna – Viţeu Unit.

Lithologically, it is made of an alternation of quartz sandstones, sandstones with calcareous cement, with hieroglyphs, arenitic limestones, bioclastic limestones, clays and gray or greenish marls. The Sucevița deposits represent an arenitic-calcareous–clayey flysch, characteristic in our study area only to the eastern part of the Tarcău Nappe. In the western area, the basin sedimentation conditions were radically changed and consequently the lithology is totally different. The tectonic situation and the covering degree of the terrain in the outcropping area of the Sucevița Unit did not allow supplementary detailing of the stratigraphic column.

Scorbura Unit. The first information regarding the development in the Suceava valley of the deposits overlying the Straja Unit, in a peculiar arenitic facies, were brought by Joja (1954, 1955, 1957). Yet, what Joja did not correctly realize was the fact that the maximum extension of these rock levels, named by him *Scorbura sandstones*, is not characteristic for Scorbura Hill, but for the more western alignments of Bâtca Hill - La Strungi – Glodu Hill and Culmea Cârmaci – Stauina Hills.

The places where the stratigraphic column of the unit is completely opened, allowing a detailed lithologic description as well as the separation of the contacts with the bed and the roof deposits, are situated in the extreme areas, to the north – in Suceava valley, in the Caraula sector and to the south - on the Glodu brook and in Putna valley (in the sector between the confluences of Glodu and Icoana brooks). The representative section is that from Suceava valley, Caraula sector.

In the Caraula sector, over the Straja Unit follows on a stratigraphic thickness of almost 370 m a succession consisting of over 90% of sandstones beds and metric banks, in which the silto-lutitic intercalations are reduced, representing less than 10% of the lithologic column. The monotony is interrupted only at the upper part by an intercalation of almost 25 m of fine-grained greenish sandstones and silicolites. Over this beds follow again, up to the Doamna limestone, the same type of sandstones. It is worth mentioning that the stratigraphic relations between the bed deposits (Straja Unit) and the roof ones (Doamna – Vițeu Unit) are of continuity and the contacts with these deposits are very clear in the open outcrops.

The lithologic situations mapped in the Caraula sector and southwards, on Putna valley and Glodu brook have justified the separation of two members: the *Caraula Member* and the *Calanceni Member*.

The *Caraula Member* has been separated in the section of the Caraula sector and then identified on Putna valley, Glodu, Calanceni and Răstoaca Mare brooks. The total stratigraphic thickness varies in the range 245 – 280 m, on Glodu brook and in Caraula sector, respectively.

The *Calanceni Member* has been separated, as in the case of the lower member, in the profile opened in the Caraula sector. Later it was also identified southwards, on Glodu brook. The thickness of the unit varies from 80 m in the Caraula sector to 120 m on Glodu brook.

Characteristic to this member is the occurrence of 25-35 m thick silicolites, probably representing a recurrent facies similar to the Straja Unit. The recurrence of the Straja type facies is possible, considering that in the Suceava – Putna – Brodina area, even the Straja Unit itself is present as a „siliceous accident" in the arenitic sedimentation of Ypresian – Luteţian, being developed between the Scorbura sandstones from the Surcele Unit in bed and those from the Scorbura unit in roof.

Doamna – Vițeu Unit maintains its individuality only within the lithofacies of Doamna and Scorbura – Doamna, as on the area of the Scorbura – Tazlău lithofacies it is reduced to some detrito-carbonatic turbiditic sequences, similar to those of the Izvor Unit.

The lithologic context in which the deposits of this unit develop in the Doamna and Scorbura – Doamna lithofacies is close to that of the eastern area of the perimeter of the outcropping area of the Vrancea Nappe in the Gura-Putnei semi-window.

The deposits of the unit crop out in the north, on the left slope of Suceava valley and on a series of Suceava river tributaries (Boului, Calanceni and Răstoaca Mare brooks) and to the south, on Putna valley and on the right tributaries of the Glodu brook. In these conditions we were able to separate both members of the lithologic column: the *Doamna limestone Member* and the *Vițeu sandstone Member*. The outcrop that allowed the separation of the Doamna – Vițeu Unit is opened on Calanceni brook and on the right slope of Suceava river, where the mentioned members could be separated.

The unit distinctions between the two lithofacies stand in the fact that in the Doamna litofacies the unit conformably overlies the Sucevița Unit, whereas in the Scorbura – Doamna

litofacies it overlies the Scorbura Unit. Also, in the area of the Doamna lithofacies, at the upper part it is tectonically cut, while in the Scorbura – Doamna litofacies it is conformably overlain by the red and green clays of the lower Bisericani Unit.

Scorbura – Tazlău Unit. In the investigated perimeter the unit conformably overlies the Straja deposits and is overlain by the Plopu Unit. It crops out at the springs of Bodnar brook (right tributary of Cârmaci river), in Cârmaci summit, on Suceava valley, and on the Ascuns and Ascuncelul brooks.

As in the Moldova basin, in Suceava valley the unit maintains at its lower part the lithofacial characteristics of the middle sector of the area (Scorbura – Doamna lithofacies), whereas at the upper part the deposits are developed in a sandstone-calcareous facies, close to that of the Tazlău Unit. It must be emphasized the fact that Doamna – Viţeu Unit looses its individuality, under the deposits of the Plopu Unit, at the level of the Bartonian being deposited turbiditic sequences, lithologically composed of arenitic sparitic-limestones, silicolitic limestones and silto-lutites.

The sections from Suceava valley (Frasin area) and from the Ascuncelul and Ascuns brooks allowed the separation of the Scorbura – Tazlău Unit in two members: *AscuncelulMember* and *Frasin Member*.

The *Ascuncelul member* conformably overlies the Straja Unit and consists almost entirely of banks and beds of quartz glauconitic sandstones of Scorbura type. The silto-lutitic intercalations are found only at the lower part of the lithologic column and are represented by clays and siltic green marls and in the first sequences a few red clays are also present.

The research on the rock levels litostratigraphically equivalent with the Ascuncelul Member have been conducted by Ionesi (1971) in Moldovița basin and by Grasu *et al.* (1988) in Sucevița and Râșcuța basins. An interesting matter is the fact that Ionesi (1971) separates over the „ *Straja beds*" in Moldova basin, west of Merța – Bobeica fault, the „*Sucevița beds*" which begin with the „*lower level of the Păltinoasa siliceous sandstones*" (= Scorbura sandstone, Joja 1954). This level presents longitudinal lithologic and thickness variations, due to a more pronounced micaceous arenitic input. This level is overlain by the alternation of sandstones and clays specific to Sucevița area.

At the level of the „ Sucevița beds" from Moldovița basin, in Suceava valley is maintained a facies characteristic to the Scorbura Unit from the Scorbura – Doamna lithofacies, which has been separated as the Ascuncelul Member.

We surveyed *the Frasin Member* in Suceava valley (Frasin area), near the confluence of Suceava river with Ascuncelul brook and Ascuns brook.

The lithostratigraphic level equivalent with the deposits of the Frasin Member is described by Ionesi (1971) in Moldovița basin (the Tazlău lithofacies). In this area, over the „Sucevița beds" are disposed the „Tazlău beds", that form a dominant arenitic series, consisting of grey micaceous sandstones, micaceous sandstones with numerous carbonized fragments, calcareous sandstones, sandy limestones, limestones, green and grey clays, marls and marly limestones with fuchoid traces. The distinctive mark is given by the grey coarse-grained micaceous sandstones, disposed in beds up to 2-3 m thick.

In the Suceava – Putna – Brodina area, the lithologic column of this member has been described in the sections opened near the confluence of Suceava river with Ascuncelul brook and in Suceava valley (Frasin area), where the contacts with the sandstone of the Frasin Member and with the silto-lutites of the Plopu Unit may be very well traced.

The succession in the lithologic column of the member begins with a monotonous alternation of calcareous sandstones and arenitic limestones, with mica on the breaking surfaces, graded sorting, of a grey-purple or sometimes blackish colour, which are disposed in 20-40 cm thick beds, with bottom hieroglyphs, and in some less thick beds with a convolute structure at their upper part. The intercalations of silto-lutitic material are rare and of low thickness (3-10 cm). The deposits are turbiditic, having binary sequences, with arenitic sub-

units in base and silto-arenitic at the upper part, or having subordinately ternary sequences of arenite–silt–lutite type.

Over this succession with a thickness of almost 120 m follows, up to beneath the Plopu lutites, turbiditic sequences extended on 45-50 m, similar to those of the Izvor Unit and consisting of microruditic sub-units in base (arenitic sparites with bioclastes), arenitic ones in the central part (calcareous sandstones) and silto-lutitic sub-units at the upper one (silicolitic limestones, marls and siltitic clays).

Plopu-Bisericani Unit has been separated only in the Scorbura – Doamna lithofacies. It crops out on Răstoaca Mare brook, Suceava Valley, Ciolotei and Sihastrului brooks, right tributaries of Glodu brook and on Putna valley. It also crops out on Măgura brook, in the front of the Măgura rasp wedge. The field surveys allowed the separation of two members: the *Strujinoasa red clays Member* and the *Putna green and grey clays Member*.

The *Strujinoasa red clays Member* crops out in the front of the Măgura rasp wedge, on the Cioloteiaș and Sihastru brooks. In the sections from Suceava and Putna valleys these are covered by Quaternary deposits. Lithologically it consists of a banded alternation of red and greenish clays, subordinately grayish, with thin intercalations of gray or gray-greenish quartz glauconitic sandstones with small bottom hieroglyphs. The thickness of this member has been assessed at 10-30 m.

The *Putna green and grey clays Member* crops out in the north on the Răstoaca and Ciolotei brooks and in the south on the Sihastru brook and on Putna valley. The stratigraphic thickness of the deposits is of 120-150 m. It consists of a monotonous alternation of rhythmic sequences of clays and grayish or greenish siltites, with grayish or sometimes greenish quartz glauconitic sandstones and grayish or blackish lithic sandstones, with bottom hieroglyphs and convolute structure at their upper part.

As compared to the lithologic column of the stratotype described on Bisericani brook (left tributary of Bistrița river) by Athanasiu (1921), reanalyzed by Grasu *et al.* (1988) and the data presented by Ionesi (1971) in Moldova basin, Florea (1999) in Sucevița basin and Bogatu (1999) in the Solonеț – Sucevița – Moldovița area, in the Suceava – Putna – Brodina region the intercalations of arenitic material become much more important, occupying up to 40% of the column. In this context, the Bisericani succession described by us is more similar to what Micu (1981) separates in the external skibes of Sucevița basin as a transition facies, using the name of „ Plopu – Bisericani beds".

Plopu Unit. This unit conformably overlies the Scorbura – Tazlău Unit and supports at the upper part the basal level of the Lucăcești sandstone from the Lupoaia Unit.

In the Suceava – Putna – Brodina area, the deposits of the Plopu Unit are part of the structure of the Crucii – Stauina - Sihăstria and Șandru - Măgura Vacii faulted overturned folds. It was observed on Bodnar brook, in Cârmaciului Summit, Suceava valley and on the Ascuncelul and Ascuns brooks. A complete outcrop of the unit's column is found on Suceava valley, west of the confluence with Ascuns brook, in Șandru - Măgura Vacii faulted overturned fold. Here the contacts with both the lower units (Scorbura - Tazlău) and upper units (Lupoaia) are clear. To the east, in Crucii – Stauina – Sihăstria faulted overturned fold (right slope of Suceava river), crop out only the lower red and green clays, the upper part being tectonically covered by the deposits of the Șandru - Măgura Vacii faulted overturned fold.

The lithostratigrahic situation from Suceava valley allowed the separation of the *Red and green clays Member*, at the lower part and of the *Green and grayish clays Member* at the upper part.

The *Red and green clays Member* has been separated at the spring of the Bodnar creek, under Cârmaci summit, in Suceava valley (Frasin area), on the Ascuns and Ascuncelul brooks. It is disposed over the turbiditic deposits from the upper part of the Scorbura – Tazlău Unit, on a 10-15 m thickness. It consists of an alternation of red and green clays, with intercalations of

greenish quartz sandstones, calcareous sandstones, weekly micaceous sandstones, with graded sorting, disposed in 10-30 cm beds with bottom hieroglyphs.

The *Green and grayish clays Member* conformably follows over the red and green clays, on a 165 m thickness. It conformably supports the Lucăcești type sandstones from the Lupoaia Unit.

It consists of silto-lutitic sequences of clays and calcareous clays of greenish, grayish-greenish and grayish color that alternate with arenitic sequences of greenish quartz sandstones and grayish calcareous sandstones, disposed in 10-30 cm beds, with bottom hieroglyphs and sometimes with a convolute structure at the upper part.

Lucăcești sandstone and Globigerina marls Unit. In the Suceava – Putna – Brodina area, the Lucăcești sandstone and *Globigerina* marls Unit is developed in the Scorbura – Doamna lithofacies from the Tarcău Unit, in the terminal part of the Eocene lithostratigraphic column. It has at its base the Bisericani Unit and in the roof the Lower menilites Unit. The relations with the deposits from the lower and upper part are conformable. The unit has been mapped on the Suceava valley, Răstoaca Mare and Ciolotei brooks, the right tributaries of Glodu brook and Putna valley, being part of the lithologic column of the Bâtca – Glodu faulted overturned fold.

The deposits of this unit crop out in complete succession between the green and grayish clays of the Bisericani Unit and the Lingurești marls, on the Răstoaca creek and Putna River.

On Răstoaca Mare brook (right tributary of Falcău brook) crop out completely the deposits of this unit, with a stratigraphic thickness of 42 m. In this profile are also visible the contacts with the deposits belonging to Putna green and grayish clays Member at the lower part and with the brown marls of Lingurești (the Compact menilites Member) at the upper part.

Lithologically, they consist of silto-lutitic sequences of grayish, greenish, whitish and banded marls, greenish-grayish clays and yellowish or grayish pelitomorphic limestones, where are intercalated coarse-grained calcareous sandstones with green rock elements, of grayish-olive color, whitish Kliwa-like quartz sandstones and weakly calcareous grey-whitish sandstones. At the upper part the sandstones are coarse-grained, with microruditic aspect, sometimes lens-shaped, with variable thickness in the 10 to 50-60 cm range. At the lower part are individualized 30-60 cm thick beds of Kliwa-like quartz sandstones and calcareous (Lucăcești) sandstones. In this case the Lucăcești sandstone is not disposed as a distinctive level at the upper part of the *Globigerina* marls, but it is present as intercalations at different levels between these ones.

Lupoaia Unit. In the Șandru - Măgura Vacii faulted overturned fold, at the upper part of the Scorbura – Tazlău Unit is developed an „arenitic episode", represented by quartz sandstones of the Lucăcești type.

The development of this facies is not resumed at Suceava valley, because south of the investigated area, in Moldovița basin, Ionesi (1971, 1975) describes the Lupoaia Unit west of Merța – Bobeica fault, on the area of the Tazlău lithofacies. At the base of the „Lupoaia beds", „a distinct horizon" made up of the Lucăcești sandstone is developed much more constantly than in the eastern parts, on a 10-30 m thickness. Towards the west, at the level of this *„distinct horizon of the Lucăcești sandstone" occur facial changes that determine the occurrence of micaceous calcareous sandstones, curbicortical sandstones and green clays, in which persist the siliceous, glauconitic, weakly calcareous sandstones with rare mica flakes, separated by the author as „ Lupoaia beds*". This lithologic context indicates this area as one of interference of the factors controlling the sedimentation within the western Tarcău basin and the eastern Doamna one.

We consider that between the Falcău – Ștef line at east and Brodina line in west, in the Suceava basin, there is an area of continuity of the one described as an inteference area of the

eastern and western facies, separated also by Ionesi (1971) to the south, between the Merţa – Bobeica fault at east and Dobra – Lupoaia fault at west (Moldoviţa basin).

On the field, over the deposits of Plopu Unit there was mapped a level of banks of Lucăceşti type sandstones, similar to that separated by Ionesi (1971) to the south, that we attached to the Lupoaia Unit. The unit crops out on Suceava valley and in the western part of the Cârmaci summit. In the Suceava valley crops out over the lutito-siltitic deposits of the Plopu Unit only its lower part, on 20-30 m. The upper part of the deposits is covered by Quaternary deposits. The assessed stratigraphic thickness of the unit is of 35-40 m. In this point are opened whitish or yellowish Kliwa-like quartz sandstones, which in certain sequences are brownish and pass into weakly calcareous varieties. These sandstones are massive, disposed in 1-2 m banks or beds of 40-80 cm. In the outcrop are not present silto-lutitic intercalations.

On the Tarcău nappe sedimentation area, the Lucăceşti sandstone and *Globigerina* marls Unit as well as the Lupoaia Unit are the last deposits, which end the sedimentation succession at the Eocene level.

Oligocene

During this stratigraphic period, in the Suceava – Putna – Brodina region the lithologic succession of the Tarcău Nappe begins with the Lower menilites Unit, conformably overlain by the Bituminous marls Unit, the Lower disodiles Unit and at the upper part of the column, by the Kliwa sandstone Unit.

The Oligocene deposits from this area are divided in two lithofacies: from the front of the Tarcău Nappe and up to the Falcău – Ştef tectonic line the units are developed in the Kliwa lithofacies and west of this line, in the Moldoviţa facies. As generally remarked in the external flysch, the Oligocene lithofacies are not the ones inherited from the Eocene, aspect that emphasizes once more the evolutive differences of the territory during the two stratigraphic intervals, Eocene and Oligocene. Significant differences between the deposits belonging to the two lithofacies may be seen in the western area, at the level of the Kliwa sandstone Unit, where the Kliwa sandstones are overlain by a level of curbicortical micaceous sandstones.

Lower menilites Unit. The unit has been surveyed by us on Răstoaca Mare brook, Suceava valley, Ciolotei, Glodu and Putna rivers. It was also intercepted by a series of mining works and underground drilling conducted in the area by S.C. „Geomold" S. A. from Câmpulung Moldovenesc (previous I.P.E.G. „Suceava").

In the profiles mapped on the Răstoaca brook and on Putna valley, the two members of the Lower menilites Unit were separated: the *Lingureşti marls and the Ferăstrău sandstones Member* and the *Ccompact menilites Member.*

The *Lingureşti marls and the Ferăstrău sandstones Member* presents important lithological variations both in thickness and in direction. The thickness of the sub-unit varies from 20 m to the south on Putna valley, up to 40 m to the north on Răstoaca Mare brook.

On Răstoaca Mare brook, the compact menilites are underlain by brownish marls, grey clayey limestones, brownish at the surface, with an aspect of sideritic limestones and gray-blackish clays representing almost 60-70% of the column thickness. Between these are intercalated thin beds (5-15 cm) of Kliwa-like sandstones, gray-blackish or blackish calcareous sandstones and menilites. In polarized light, in the brownish marls may be observed an isotropic mass consisting of calcite and clay minerals in which siltic allogenous quartz is disseminated.

On Putna river, under the compact menilites is developed a level of Ferăstrău quartz sandstones 20-30 m thick. The sandstones have a Kliwa-like aspect, being easily mistakable for the Lucăceşti or Kliwa sandstones. They are massive, tough and disposed in banks up to 3-6 m thick and 60-80 cm beds. From a mineralogical viewpoint, the sandstones are oligomictic,

with siliceous cement replaced sometimes by a calcareous one. The lower part of the member is not visible on Putna valley.

The *Compact menilites Member* is opened out between the Lingureşti marls and Ferestrău sandstone in bed and the unit of the bituminous marls in roof. It crops out on Răstoaca brook, on the left slope of Suceava river, Ciolotei and Putna valleys, having a 10-20 m thickness. Lithologicaly it consists of an alternation of 5-15 cm menilite beds, without silto-lutitic intercalations of disodiles or brown bituminous marls. These are tough, breakable rocks, of a black, gray, brownish or banded color.

The ***Bituminous marls Unit*** is one of the recognized cartographic check points, and besides the known features, in the region they are characterized by the presence of some intercalations of quartz sandstones indicating an input of quartz arenitic material, distributed in episodes during the sedimentation. There also occur thin intercalations of disodilic argillites, in which sometimes also occur thin menilite beds.

The ***Lower disodiles Unit*** displays a series of variations both from east to west and from north to south, within the two lithofacies of Kliwa and Moldovița.

Another particularity characteristic for both the Tarcău Nappe and the Vrancea Nappe, is the occurrence of the Jaslo limestone, that proves the synchronism of the lower disodiles, as well as that of the lower units (lower menilites and bituminous marls), not taking in account the diminution of the bituminous character of the pelites as well as of the nature of the arenitic material (Ionesi 1986).

The ***Kliwa sandstone Unit.*** On the Tarcău Nappe area from the Suceava – Putna - Brodina region (the Kliwa and Moldovița lithofacies), the Kliwa sandstone Unit ends the sedimentation of the flysch deposits, whereas on the area of the Vrancea Nappe from the Gura-Putnei semi-window the sedimentation basin remained functional up to the Lower Miocene.

The Kliwa sandstone Unit crops out on Răstoaca Mare brook, on the right slope of Suceava valley, Ciolotei and Măgura brooks, on the right slope of Glodu brook and on Putna valley, Suceava valley and Cârmaci summit. The thickness of the deposits varies between 60 and 110 m.

The passage from the lower disodiles is sudden, through massive banks and beds of Kliwa sandstone, in which the disodilic intercalations remain totally subordinated. Kliwa type sandstones are siliceous, coarse-grained or fine, sometimes with banded aspect, compact or friable. The thickness of the sandstone beds varies from 5-10 cm to 60-80 cm, and the banks may reach 3-5 m. The intercalations are represented by various types of bituminous rocks (disodiles) and menilites, with variable thickness from 3-5 cm up to 10-30 cm. In the typical Kliwa sandstones are also intercalated levels of blackish quartz sandstones disposed in thin beds of 5-30 cm (Răstoaca brook).

The differences between the eastern and western areas stand in the presence of curbicortical micaceous sandstone levels that occur in the Moldovița lithofacies, overlying the Kliwa sandstone.

The petrographic study (Ionesi *et al.*, 1988) revealed the dominance of allogene minerals – 99.5 % (quartz, feldspars and heavy minerals) over the autigen ones and also the nature of the pore cement that is made of chalcedony and opal. Regarding the genesis, the authors believe that the sedimentation took place in a deep marine basin covered by a well oxygenized water sheet. As for the terrigenous source of the quartz arenitic material, the distribution of the Kliwa sandstone in the Tarcău and Vrancea Nappes denotes that this sandstone was located approximately at the limit between the two nappes (Ionesi 1979).

Grasu *et al.* (1988) showed the phases of continuous passage in the cement of the Kliwa sandstone from opal to chalcedony and then to quartz, confirming in this way the interpretation given by Filipescu (1936), according to which the sandstone's cement comes

from siliceous organisms similar to those that have provided the material for the other siliceous rocks belonging to the Oligocene series.

Vrancea Nappe

The deposits of the Vrancea Nappe crop out in the eastern part of the Suceava – Putna – Brodina area, in the Gura-Putnei semi-window.

We owe the delimitation of the Gura Putnei semi-window (= Suceava semi-window; Băncilă, 1958) and the first lithostratigraphic and structural model of the Suceava – Putna – Brodina area, as a part of the overall architecture of the external flysch, to Joja (1953, 1954, 1955, 1957, 1960, 1965), Joja *et al.* (1963, 1966, 1968, 1984), Joja and Manoliu (1978). The lithostructural image presented in the above mentioned papers has not been esentially argued up to the present. The later additions made to the geologic model by Filimon and Albu (1956), Micu and Constantin (1993) and Florea (1999) just completed the geologic image already sketched by Joja.

The deposits belonging to the Vrancea Nappe were traced from Gura-Putnei semi-window to the west of the confluence of Suceava and Putna rivers, on the Gura-Putnei (and its effluent Bostan), Huta, Ţuranu and Glodu brooks (left tributaries to Putna), Ioneaca, Andronic, Scorbura Mică, Scorbura and Nistor brooks (right tributaries to Suceava) and on the left side of Suceava on Sărăturii brook (right tributary to Ziminel), in Poiana Satului (under Lomului Peak and up to the border) and on Ziminel (left effluent to Suceava). The relations between the Tarcău and Vrancea units in Glodu basin were also observed.

The visible lithostratigraphic column of Vrancea Nappe has at the base the Eocene deposits of the Sucevița Unit and ends with those belonging to the Arșița Unit, of Upper Oligocene – Lower Miocene age. The lithologic differences are not very obvious at the Eocene level, whereas in the Oligocene-Miocene column, over the Kliwa sandstone Unit are conformably disposed the deposits of the Upper disodiles and menilites Unit, and in the western part, in the front and beneath the thrust plane of the Tarcău Nappe occur Upper Oligocene – Lower Miocene deposits, considered to be an arenito-ruditic facies belonging to Vrancea Nappe, but of a western type.

As compared to Joja who considered, probably on the basis of the absence at the surface of the lower part of the Senonian-Eocene column, that in the Gura-Putnei semi-window the Eocene is developed in a particular facies, named by him the „Gura-Putnei facies" and the Oligocene is similar to that from the „Putna Nappe" (= Tarcău Nappe), our field and biostratigraphic data show on the contrary that the opened Eocene deposits embrace the lithofacial characteristics of the Doamna Eocene, specific to the eastern part of the Tarcău Nappe and that during Oligocene important lithofacial differentiations occured, related both to the area of the Tarcău Nappe and to the southern Sucevița and Humor semi-windows. Thus in the eastern structures (Poieni anticline, Ţuranu syncline), at the level of the lower disodiles and Kliwa sandstone, the conglomerates with green rock elements are missing and the green rock fragments, with a quite low frequency, are present only in the upper disodiles from Bostan brook. In the western structures (Arșița rasp wedge), the conglomerates are well developed during the Upper Oligocene – Lower Miocene.

In these conditions we believe that the Eocene deposits from the Gura-Putnei semi-window are developed in the Doamna lithofacies and the Oligocene ones in a particular facies for which we used the denomination of *Gura-Putnei conglomerate facies*.

Eocene

According to the field survey we have separated at the level of the Eocene the Sucevița, Doamna - Vițeu and Bisericani Units, their deposits embracing the character of the Doamna

lithofacies (= Gura-Putnei lithofacies; Joja, 1954). In the Gura-Putnei semi-window we have not identified the Lucăcești sandstone, probably due to the tectonic context.

The ***Sucevița Unit*** was identified on the right side of Suceava river (Vărăria Hill, under the Doamna limestone) and on Gura Putnei brook, where it tectonically occurs along the Vărăria fault. It represents the oldest deposits outcropping in the semi-window, as the lower part of the succession has not been intercepted at the surface. In the roof it is conformably overlain by the deposits of the Doamna – Vițeu Unit. The upper part of the unit and the contact with the Doamna limestone may be very well observed in Suceava Valley in Vărăria Hill.

In Vărăria Hill may be surveyed the upper part of the unit, opened on almost 80 m under the Doamna limestone. Towards east, the median and lower parts of the unit are covered by Quaternary deposits. At the lower part, the unit is tectonically limited, contacting Oligocene deposits.

Lithologically the unit is represented by a packet of greenish hard silto-lutitic rocks represented by silicolitic clays, silicolitic limestones and greenish fine-grained calcareous sandstones, passing into arenitic limestones; these rocks are set into 10-15 cm beds. The stratigraphic thickness of the outcrop is of almost 50 m. The arenitic sequences are usually found at the base of the silto-lutitic sequences.

Doamna – Vițeu Unit is present in complete lithologic succession on Suceava Valley, where we have separated in the lithologic column two terms with member rank: the *Doamna limestone Member* and the *Vițeu sandstone Member*. The upper member has been separated by Joja (1963) in Putna basin, under the name of „*Vițeu beds*" and by Ionesi (1971) in Humor basin under the name of „*glauconitic sandstones*". In Suceava Valley the unit has a stratigraphic thickness of 70 m.

The *Doamna limestone Member* follows over the Sucevița Unit and supports in its roof the Vițeu sandstone Member. It crops out on Suceava Valley in Vărăria Hill (near the railway) and on Gura Putnei brook. The stratigraphic thickness of the member is 55 m.

Lithologically, 80% of the column consists of limestone varieties (biomicrites and silicolitic biomicrites), interrupted at the median part by an intercalation of whitish or yellowish coarse-grained sandstones with microconglomeratic aspect, with green rock elements. From this level Joja and Manoliu (1978) have evidenced the *Nummulites* fauna from "La Vărărie".

The limestones have different colors, from white-yellowish to brown, greenish or grayish and banded. As did Joja (1954) and Micu and Constantin (1993), in these rocks we also observed the low frequency of the *chaille* type silicifications. As for the arenitic material intercalations, we showed them to be present also in the Doamna limestone Member from the Scorbura – Doamna lithofacies, in the section from Calanceni brook, and therefore, this criterion cannot be used as a differentiation element of the Doamna limestone between the two units, as Micu and Constantin (1993) have affirmed. Also the silto-lutitic intercalations (green-grayish clays and marls) are reduced in the column of this member, both as thickness (3-10 cm) and as frequency.

The *Vițeu sandstone Member* conformably overlies the Doamna limestones and supports the red and green Strujinoasa clays that crop out at west, on Ioneaca brook and at the confluence of Bostan with Gura Putnei brooks.

It consists of an alternation of gray-greenish marls and clays, in which are intercalated 10-25 cm beds of greenish glauconitic calcareous sandstones, with graded sorting and bottom hieroglyphs. They are microconglomeratic or coarse-grained in the basal sequences, and present many lithological similarities with the Vițeu sandstone Member described in the Scorbura – Doamna lithofacies. The thickness of the member in Vărăria Hill is of 20 m.

Plopu-Bisericani Unit. The field data allowed the separation in the Gura-Putnei semi-window of two lithologic terms: the *Strujinoasa red clays Member* and the *Green and grey clays Member.*

The *Strujinoasa red clays Member* is opened on Ioneaca and Gura-Putnei brooks and at the confluence of Bostan with Gura Putnei. It is 20 m thick and is made of an alternation of red-tiled, green or banded clays, with grey or greenish-grey glauconitic quartz sandstones disposed in 5-15 cm beds, with bottom hieroglyphs.

The *Green and grey clays Member* is opened on Ioneaca, Gura Putnei and Bostan brooks. Its stratigraphic thickness reaches 300 m on Bostan brook and the upper limit is tectonised. Lithologically, it consists of grey-greenish calcareous clays and clays with intercalations of green quartz sandstones, blackish calcareous sandstones and lithic sandstones in thin beds, with bottom hieroglyphs. The arenitic sequences from the silto-lutitic deposits are quantitatively subordinate.

At the upper part of the green and grey sandstones we could not identify the Lucăcești sandstones and we were not able to separate the *Globigerina* marls – fact that is consistent with Joja's affirmation (1954) regarding the absence of the Lucăcești sandstone in the „Gura-Putnei facies". We believe that the absence of the Lucăcești sandstones and the *Globigerina* marls is the consequence of the semi-window tectonics and not of the sedimentation conditions. On the geologic map (appendix 3, 4) may be observed that invariably the upper part of the Bisericani unit is tectonically limited.

Oligocene – Lower Miocene

The data we have obtained from the field surveys performed west of the confluence of Suceava and Putna, corroborated with the information from S.C. „Geomold" S.A. research and with the information provided by hydrocarbon drilling in Suceava and Putna valleys, allowed the separation within the Oligocene – Lower Miocene succession of the Lower menilites Unit, Bituminous marls Unit, Lower disodiles Unit, Kliwa sandstones Unit, Upper disodiles and menilites Unit and Arșița Unit.

The ***Lower menilites Unit*** has been mapped on the left slope of Suceava valley, in Afinet Hill and on Suceava's right slope on Scorbura and Scorbura Mică brooks. The lithologic context allowed the separation of the two members of the unit: the *Lingurești marls and Ferăstrău sandstones Member* and the *Compact menilites Member.*

The ***Bituminous marls Unit*** has been traced on the right bank of Suceava river (in the Țuranu Hill outcrop), on the right tributaries of Suceava (Scorbura, Scorbura Mică and Andronic) and on the left bank of Suceava (in Afinet Hill). The relations with the lower and upper units are clearer in the area of the Scorbura - Scorbura Mică - Andronic brooks and in Afinet Hill. In Țuranu Hill (in the railway area), although the deposits are opened on 100 m and a very good description of the petrographic variety of the unit may be done, the contacts with the bed and roof deposits are not visible. The bituminous marls are very well developed both in the Poieni anticline (the right and left banks of Suceava) and in the Țuranu syncline (right slope of Suceava, railway area), reaching thicknesses of 70 m.

Lithologically, the bituminous marls generally present stratification (5-25 cm beds), are tough, compact, with thin disodilic or menilitic intercalations. They have a whitish color on surface due to the organic oxidation and they generally present brownish, grayish or banded colors in fresh breach. The disodiles and menilites are developed as centimetric beds or as lens-shaped bodies. The percentage of these intercalations does not exceed 5% of the column.

In the median part occur a few 10-15 cm thick beds of grey, grey-greenish or yellowish sideritic limestones, that if were not to be intercalated in the typical bituminous marls would have been easily mistaken for the Doamna limestone. Both in the mass of this limestone and in the bituminous marls are present menilitic silicifications of the *chaille* type. We believe that the sequential survey of some profiles where the limestones belonging to the Bituminous

marls Unit could have been interpreted as Doamna limestones, have led to the sketching of some syncline or reversed anticline structures drawn by Micu and Constantin (1993) on the map that accompanies the text.

The unit mapped by us is litostratigraphically close to the similar units described in the Putna – Sucevița area by Florea (1999) and in Solonet – Sucevița – Moldovița area by Bogatu (1999), in a higher proportion than that described by Micu and Constantin (1993) in the Gura-Putnei semi-window.

The ***Lower disodiles Unit*** crops out on Suceava's left bank, in Afinet Hill and on its right bank on the Scorbura, Scorbura Mică and Andronic brooks. The unit's thickness varies from 50 m in Afinet Hill to 85 m on Suceava's right bank.

As already known, the disodiles occur as clayey rocks, rarely clayey-marly, bituminous, in which are also intercalated rocks with low or even without bituminous content. The disodiles have a brownish or blackish color, a pronounced lamination and present on the beds surfaces sulphur, gypsum and limonite efflorescences representing secondary weathering products of pyrite. The arenitic intercalations that do not exceed 30 % of the rock mass are represented by yellowish quartz sandstones of Kliwa type, usually disposed in thin beds. Sometimes these sandstones have suffered a bituminization process and have a blackish color, or pass into rocks consisting of alternations of lutitic and arenitic material.

In Afinet Hill, in the disodiles, a conformable 15 m thick bed of bituminous marls occurs, that we interpreted as being olistolithic. This affirmation is based on the fact that such olistolithic bodies occuring in the lower disodiles mass have been emphasized in Humor and Tarcău Units by Ionesi and Grasu (1993). Commenting the relations of the olistolithes with the host rocks, these authors show that in the case of lens-shaped bodies longer than their thickness, they are concordant with the stratification and the direction of the disodiles, fact that is also valid in our case. In the same outcrop we have identified the Jaslo limestone, in 3-5 cm thick beds, banded or gray-whitish, with *chailles*, summing up to 2 m.

Kliwa sandstone Unit. Referring to the Kliwa sandstones Unit, Micu and Constantin (1993) indicate that it occurs on a quite limited area, representing the filling material of a syncline situated between Gura-Putnei and Suceava River, which continues in the left slope in Deluțul Hill. West of this syncline these deposits are very rare: they appear only on a limited area west of Ziminel Gulf and along some tributaries of Suceava, south of Straja. As a characteristic feature of the unit, in Gura-Putnei semi-window is emphasized the absence of green rocks along the entire studied section.

The situation we mapped in the field is somehow different from that presented and figured on the map accompanying the paper by Micu and Constantin (1993). The field data allowed the separation of this unit into two important structures of the semi-window: to west, on the northeastern (Afinet Hill) and southeastern (Scorbura Mică and Andronic brooks) flanks of the Poieni anticline and to east, as the filling material of the Țuranu faulted syncline (Gura Putnei brook). Its thickness varies from 80 m in Afinet Hill to 125 m in the right slope of Suceava (Scorbura and Andronic brooks).

Lithologically, some differences may be observed between the outcrops situated north and south of Suceava valley, on one hand, and between the eastern and western ones, on the other. In Afinet Hill the unit is represented by Kliwa sandstones beds up to 60 cm thick, between which are intercalated disodiles and thin beds of blackish quartz sandstones, up to 30-40 cm thick. The disodilic intercalations represent up to 40% of the column. South of Suceava valley, in the sections from Andronic and Scorbura brooks, the lithologic aspect changes, the Kliwa sandstones becoming massive, disposed in 30-80 cm beds or banks of 1-2 m thick, in which the disodilic intercalations are lesser than 20%. The typical Kliwa sandstones pass in the median part into a 10-15 m thick packet of 10-20 cm beds of blackish tough quartz sandstones. On Gura Putnei brook the unit is formed of an alternation of Kliwa sandstone beds of maximum 15 cm thick, where in the lower part disodiles up to 10 cm thick are intercalated.

According to Micu and Constantin (1993) observations, the conclusion that within the Kliwa sandstones Unit from the Gura-Putnei semi-window, the green rock element conglomeratic intercalations are missing, remains valid. In our opinion, the conglomerate fragments and the green rock element conglomerates, more abundant in the western part of the semi-window, come from the arenitic conglomerate deposits of Upper Oligocene – Lower Miocene age, that corresponding to a more western facies of the Vrancea Nappe, separated by us as the Arşiţa Unit. Also, the massive gray weakly calcareous sandstones, that are found on the right slope of Suceava (railway area), under the thrust plane of Tarcău Nappe, interpreted as being Kliwa sandstones by the above mentioned authors, were attached by us on lito- and biostratigraphic grounds to the Arşiţa Unit.

The ***Upper disodiles and menilites Unit*** outcrops in the northeastern slope of Scorbura Hill, the upper disodiles being conformably disposed over the deposits belonging to the Kliwa sandstone Unit. The establishment of the disodiles real position is possible only by surveying the profiles opened in Suceava's right bank, on Scorbura Mică brook (confluence with Suceava) –Scorbura Mică brook – springs of Bostan brook and Bostan (up to the confluence with Gura Putnei) and on Suceava's left bank in Afinet Hill– springs of Sărăturii brook – Lomul Peak. The unit crops out only on the flanks of Poieni anticline.

Lithologically, the upper disodiles are generally similar to the lower ones, consisting of typical bituminous rocks alternating with different sandy varieties and intercalations of Kliwa sandstones, blackish quartz sandstones and thin menilitic strata. The sandstones beds sometimes present lens-shaping, probably synchronous with the folding processes. Also, in some bituminous sequences rounded fragments of green rocks occur. In the disodiles is intercalated a 10 m thick level of bituminous marls, which we have interpreted as an olistolithic body (visible at almost 100 m north of the intersection of Bostan brook with the Straja – Putna forestry road).

The unit described by us presents lithological differences from that in Sucevița semi-window, where on Şoarecu brook the conglomerates with green rocks elements of different size invade the Upper disodiles Unit up to its total replacement. The substitution takes pace gradually from disodiles with rare elements, to weakly consolidated rudites with clayey-disodilic matrix (Florea, 1999).

Micu and Constantin (1993) attached the bituminous rocks with intercalations of blackish quartz sandstones and green rock elements to the Conglomeratic Unit, that would find itself in transgressive relationship with the Eocene-Oligocene deposits.

Arşiţa rasp wedge

The deposits belonging to this unit crop out only in Suceava valley and are of Upper Oligocene-Lower Miocene.

Upper Oligocene – Lower Miocene

Arşiţa Unit. The deposits of this unit have been surveyed on Suceava's left slope, in the Afinet Hill – Sărăturii brook and on the right bank, in the sector Straja railway station – Nistor brook – springs of Scorbura brook. Both the lower and the upper part of the lithologic column are tectonically limited, by Arşita fault and by Tarcău Nappe thrust plane, respectively. The specific note of the unit is given by the arenito-conglomeratic aspect of the deposits and the presence of green rocks elements conglomerates in the lower and upper part of the unit.

Analyzing the lithostratigraphic variations of the unit's column, we were able to separate three lithologic sub-units of member rank: *Sărătura Member*, *Suceava Member and Nistor Member*.

Sărătura Member has been separated on Suceava's left bank, at the springs of Sărăturii brook. Here, beyond the upper disodiles outcrop, the terrain is covered on almost 70-100 m

and then it is opened on 80 m, revealing a conglomeratic succession in base and sandstones at the upper part.

The 40 m thick conglomeratic deposits are represented by conglomerates and micro-conglomerates with green rocks elements, fixed in a grey or greenish silto-lutitic matrix.

The green rocks fragments are dominantly sub-centimetric, rarely sub-decimetric and highly worked. In the same deposit are subordinately intercalated blackish micaceous sandstones, in 5-10 cm thick beds and silto-lutitic sequences of grey, greenish or grey-greenish color, 10-30 cm thick. The conglomerates and micro-conglomerates occupy almost 50% of the succession.

Over these deposits follow grey, yellowish or whitish weakly calcareous sandstones, without silto-lutitic intercalations, opened on a thickness of almost 50 m, which we attached to the Suceava sandstones Member.

Suceava Member outcrops both in the left (Sărăturii brook) and in the right bank of Suceava river (sector railway station –Nistor brook) and on Nistor brook. The best outcrops are those from the right bank of Suceava, where above a 2 m level of grey and greenish silto-lutites with intercalations of calcareous sandstones and whitish quartz sandstones disposed in 5-30 cm beds (at the railway station near the confluence of Nistor brook with Suceava) and attached to the Lower conglomeratic Member, conformably overlies a monotonous sandstone succession with a stratigraphic thickness of 150 m.

Nistor Member has been separated at the upper part of the unit's column, as being conformably disposed over the Suceava sandstones. At the upper part it is tectonically limited, being covered by the deposits of the Hangu Unit of the Tarcău Nappe. The stratigraphic thickness of the member was estimated at 80 m. It crops out in the spring area of Scorbura and Nistor brooks.

The column begins with an alternation of blackish micaceous coarse-grained, graded sorted sandstones, in thin beds of 3-10 cm, overlain by an alternation of grey-greenish or grey-blackish silto-lutites, with micro-conglomerates with green rocks elements, with a grey-greenish matrix, and 1-3 cm thick beds of grey limestones. This 22 m thick level is overlain by green or green-blackish marls with rare and thin intercalations of blackish micaceous sandstones (1-3 cm). Towards the upper part of the outcrop there is an interesting 3 m thick level of whitish marls fragments, of medium plasticity, fixed in plastic marls and grey-greenish clays.

The upper part of this section is covered by deluvial deposits and is opened under Scorbura summit, in the area of the erosion limit of the Tarcău Nappe thrust over the Vrancea Nappe.

BIOSTRATIGRAPHIC CONCLUSIONS

Biostratigraphically, the units from Suceava – Putna – Sucevița area have been characterized on the basis of the calcareous nannoplankton associations determined by us as well as of the literature information regarding the fauna of agglutinate micro-foraminiferans, macro-foraminiferans and bivalves from the deposits of the external flysch.

The biostratigraphic observations included in the present paper refer to two aspects:

- the unit assignment in corresponding stratigraphic intervals, on the basis of the nannoplankton associations determined and of the existing data;
- the discussion of the Senonian – Paleocene, Eocene – Oligocene and Oligocene – Lower Miocene limits, mainly on bibliography basis.

Hangu Unit is characterized by a wealthy and diversified but not always relevant paleontological inventory, leading over time to the assignment to different ages.

From the Senonian deposits succession and more precisely from the Sandy-marly-clayey Member and from the Upper *Chondrites* marls Member, four samples were collected (16np, 17np, 34np and 38np). From the analyzed thin slides, two nannoplankton associations

were discovered, characteristic for the Upper Santonian – Campanian (biozones CC_{16}-CC_{23}) and Upper Maastrichtian (CC_{25}).

Izvor Unit is characterized through a diversity of organism groups that have quite homogeneous biostratigraphic significations.

Large foraminiferans (Ionesi 1971) indicate for this unit the Paleocene age. Micro-foraminiferans, represented through rich and diverse faunas, indicate different, but quite grouped ages: Danian-Paleocene (Joja *et al.* 1963), Danian (Ionesi; Tocorjescu, 1968 - for the basal part of the unit), Danian-Paleocene (Dicea 1974), Danian-Upper Paleocene (Alexandrescu and Bratu 1975).

The micro-flora studied by Olaru (1974, 1978) indicates for the Izvor Unit the Paleocene age. The calcareous nannoplankton analyzed by Ionesi and Mészáros (1995) in the upper part of the unit brings arguments for ascribing the deposits to Biozone NP_{11} of Lower Eocene age.

From the Izvor Unit deposits, six samples were collected (1np, 10np, 11np, 15np, 24np, 41np and 42np) from the lower, median and upper part of the lithologic column, in order to perform nannoplankton analysis. The biostratigraphic signification of the determined fauna enables us to consider that the Izvor Unit spans over the Paleocene (biozones NP_5-NP_9) – Lower Eocene (NP_{10}-NP_{11}) stratigraphic interval.

Surcele Unit. The stratigraphic position of the unit was established on the basis of the geometric relations of continuity with the deposits of the Izvor Unit from the bed and those of the Straja Unit from the roof, as well as of the biostratigraphic significations offered by the nannoplankton associations identified from the clayey levels situated immediately under or above the Scorbura level.

As seen from the age discussion of the above and below units, Surcele Unit obviously belongs to the upper part of the Lower Ypresian and to the base of the median Ypresian (it is intercalated between biozones NP_{10}-NP_{11}, characteristic to the Lower Ypresian and biozone NP_{12}, medium Ypresian).

Straja Unit. The age of this unit was ascribed to the Paleocene – Lower Eocene interval, on the basis of the foraminiferan faunas.

The large foraminiferans have been used as indirect arguments by Ionesi (1971), who ascribes to the mentioned deposits an Upper Paleocene (Ilerdian) age.

According to other authors, the micro-foraminiferans certify other ages: Paleocene (Joja *et al.* 1963) and Lower Eocene (Ypresian) (Costea *et al.*, 1962; Agheorghiesi *et al.*, 1966; Alexandrescu *et al.*, 1970; Dicea, 1974).

The micro-flora analyzed by Olaru (1978) characterizes through its palinologic content a period of passage from Paleocene to Lower Eocene.

From Straja Unit, from the sections opened on Boului and Străjii brooks and Caraula sector, nine samples were collected (2np, 3np, 4np, 5np, 6np, 7np, 8np, 9np and 14np) for nannoplankton analysis. On the basis of the identified faunas we consider that the age of Straja Unit is medium Ypresian, corresponding to biozones NP_{12} and NP_{13}.

Scorbura Unit. From a biostratigraphic viewpoint the deposits synchronous to the Scorbura Unit have been studied by Ştefănescu (1927), Joja *et al.* (1963), Bombiță (1973), Dicea (1974), Ionesi (1967, 1971, 1997, 1999), Florea (1999). The emphasized biostratigraphic aspects are presented in the section on the Sucevița and Scorbura – Tazlău Units.

For the biostratigraphic assignment of the deposits belonging to the Scorbura Unit, four nannoplankton samples were collected from the pelitic sequences of the profile opened on Suceava valley, Caraula sector. Two samples were collected from the bed (19np) and roof (13np) deposits and two from the pelites intercalated in the quartz sandstones banks of the Scorbura Unit (21np and 35np). From Glodu brook only one sample has been collected (39np) from the base of the Calanceni Member.

From the nannoplankton association analysis, Scorbura Unit belongs to the Upper Ypresian – Lutetian (NP_{13}-NP_{15}) range. At the same time, it is worth to be mentioned that the upper Scorbura sandstones that overlie the silicolitic level and come into direct contact with the Doamna limestone, could represent the equivalent of the *Asterocycline* sandstones separated to the south of Putna river, in Moldovița basin by Ionesi (1961, 1971) and in Sucevița basin by Florea (1999).

Doamna – Vițeu Unit. From the deposits of this unit, two samples were collected (13np and 12np) from the section cropping out on Calanceni brook (right tributary to Suceava), for calcareous nannoplankton analysis. Under the microscope was evidenced a fauna whose biostratigraphic signification allows us to integrate the Doamna limestone Unit to the Bartonian (NP_{17}) stratigraphic interval.

The age attributed by us is consistent with the stratigraphic significance of the large foraminifers discovered in this unit by Ionesi (1971) and Joja and Manoliu (1978), which indicates the fact that the above mentioned deposits are of Bartonian age. *The* micro-flora evidenced by Olaru (1978) is considered as being of Biarritzian age.

Scorbura – Tazlău Unit. From the turbiditic sequences of the upper part of the column, two nannoplankton samples have been collected (22np and 23np), of which we evidenced a fauna specific for the Bartonian (NP_{17}).

Plopu-Bisericani Unit and ***Plopu Unit*** have been considered of Priabonian age on the basis of the nannoplankton identified in the samples collected from the section from Măgura brook, Suceava valley and Bodnar brook (NP_{18}-NP_{19}).

The ***Lucăcești sandstone and Globigerina marls Unit*** has been the object of laborious biostratigraphic research. The large foraminiferans signaled by Băncilă (1955, 1958) and determined in the Ardeluța Unit by Ionesi (1957, 1971), are characteristic for the Upper Eocene (Priabonian).

The planktonic micro-foraminiferans characteristic to this member (*Globigerina*) emphasized by all the scientists that studied this area reveal an Upper Eocene age. The micro-flora analysis conducted by Olaru (1978) confirmed the presence of some forms signifying from a chronologic viewpoint a transition from Upper Eocene to Oligocene.

The study of calcareous nannoplankton associations has resulted in quite interesting and contradictorily interpreted results: Martini and Lebenson (1971), Lebenson (1973), Dicea and Dicea (1976) consider that the unit belongs to biozone NP21, of Oligocene age, whereas Ionesi and Mészáros (1989), Ionesi *et al.* (1995) consider that it belongs to biozones Np_{20} (terminal part) and NP_{21}, of Upper Eocene age. Dicea and Dicea (1980), Ionesi and Florea (1981) and Florea (1982) consider the same deposits as belonging to biozones NP_{19} –NP_{20} and NP_{20}, respectively, of Upper Eocene age, while Micu and Gheța (1986) assigned them to biozone NP_{22}, the attributed age being Oligocene.

We have collected and analyzed 4 nannoplankton samples from the Lucăcești sandstones and *Globigerina* marls Unit, from Răstoaca brook. The determined fauna is Upper Priabonian, corresponding to biozones NP_{20}-NP_{21}.

Arșița Unit. From the silto-lutitic intercalations of the Arșița Unit, four samples for the nannoplankton analysis were collected from the profile cropping out in Suceava's right slope, from the confluence of Nistor brook with Suceava, up to the springing area of Scorbura brook.

From the investigated samples we have evidenced a rich calcareous nannoplankton association, consisting of 27 taxons. In this fauna, along the taxons with a large stratigraphic distribution and with no specific importance for age research, is remarked the presence of some species with a relevant biostratigraphic significance for deposit dating.

According to the standard biozoning, the deposits from which the samples where collected may be classified regarding the calcareous nannoplankton content into biozones NP_{25}, NN_1 and possibly the base of biozone NN_2, ascribing the deposits an Upper Oligocene – base of the Lower Miocene age.

In order to biostratigraphically correlate the deposits of the Arşiţa Unit, an appeal to a series of studies must be done, in which the age of the Gura Şoimului and Vineţişu Units was analysed. The age of Gura Şoimului Unit has been established on the basis of plankton foraminiferans and of calcareous nannoplankton, in the studies conducted by Ionesi and Gheţa (1978), Dicea and Dicea (1980), Micu *et al.* (1984), Ionesi and Bogatu (1986), Ionesi and Mészáros (1990), Brustur and Alexandrescu (1990), Ionesi (1991).

Ionesi and Gheţa (1978) and Ionesi and Bogatu (1986) emphasized a fauna of autochthonous micro-foraminiferans with *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus*, *G. immaturus*, *G. sicanus*, that indicates a Lower Burdigalian age, and Ionesi and Gheţa (1978) determined for the first time from the deposits from the base of Gura Şoimului Unit (Humor Unit) a nannoplankton association with *Sphenolithus belemnos*, *Helicosphaera kamptneri*, *H. ampliapertura, Reticulofenestra lockeri*, that belong to the terminal part of biozone NN_3 and the base of biozone NN_4.

Dicea and Dicea (1980) emphasized from the deposits of Gura Şoimului in the Bistriţa and Slănic-Oituz semi-windows the taxons *Helicosphaera kamptneri*, *H. ampliapertura, Sphenolithus belemnos* and *Discoaster druggi*, characteristic for biozone NN_2.

Micu *et al.* (1984) consider that the largest part of nannoplankton from the Gura Şoimului Unit is reworked, as allochtonous fauna is identified only from the upper part, with *Helicosphaera carteri*, *H. ampliapertura*, *H. transylvanica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, which are assigned to biozone NN_3.

Ionesi and Mészáros (1990) determined in Humor semi-window from the Gura Şoimului Unit, from beneath the „Slatina tufa", a nannoplankton association characteristic to biozone NN_2 (with *Helicosphaera kamptneri* and *H. carteri*) and from the deposits overlying the tufa level a fauna considered to belong to biozones NN_2 and the base of NN_3 (with *Discoaster druggi*, *Helicosphaera kamptneri*, *H. ampliapertura*).

On the basis of the existing data, Ionesi (1991) correlated the Miocene deposits from the Tarcău and Vrancea Units, concluding:

- the Gura Şoimului Unit is newer than that of Vineţişu, being equivalent with Cornu Unit;
- the Gura Şoimului Unit from the Slănic-Oituz semi-window is equivalent with that of the peri-Carpathian molasse, which is consistent with the data presented above;
- Podu Morii and Vineţişu Units are not synchronous, according to the data offered by the fossil plant record from the Jaslo limestone from Buzău and Teleajen valleys (Brustur and Alexandrescu, 1990).

Considering the previous discussion, and the data that we have at the moment we can correlate the deposits belonging to the Arşiţa Unit with those of the Vineţişu Unit and possibly with the upper part of the Upper disodiles Unit.

CONCLUSIONS REGARDING THE AREA TECTONICS

In the Suceava – Putna – Brodina area crop out deposits that belong to two major tectonic units, with nappe rank: in the eastern part, in Gura–Putnei semi-window, the Vrancea Nappe (sens Ionesi, 1968; = the marginal folds nappe, Săndulescu, 1984) and to the west, the Tarcău Nappe. From the genesis viewpoint and their position within the flysch basin, the Tarcău and Vrancea nappes are situated in the domain of the external flysch (Ionesi, 1968), and on tectogenetic criteria, they are assigned to the Moldavides (Săndulescu, 1984), as their structure and major thrusting were realized during the Miocene tectonic phases.

The separation of the two units in Suceava valley and the drawing of the erosion limit of Gura-Putnei semi-window, as it is figured on the 1:200.000 geologic map, sheet 5 Rădăuţi, are owed to Joja (1954, 1955, 1957, 1960). Referring to the thrusting of the Upper unit to the north and south of Suceava river, Joja (1955) shows that the *„Lower Senonian thrusts in the area of Slatina brook (=Sărăturii, n.n.), directly over the Upper conglomeratic Oligocene of*

the Lower Unit. The same Lower Senonian continues also on the right bank of Suceava, east of the Straja-Ferestrău railway station, where it oveliesr the micaceous sandstones of the Upper Oligocene ... The Senonian thrust line over the Oligocene from Slatinei brook of Straja is the extension of the thrust line from Gura Putnei semi-window".

From our field data results that the Tarcău Nappe thrust front follows in the southern part the right bank of Gura Putnei brook, on a northeast-southwest direction, up to the springing area of Glodu brook, then it goes towards NNW, under the Scorbura and Lomul summits, crossing Suceava valley through the western part of Straja (by „the end of the village"), fact that is highly consistent with the situation presented by Joja.

Our concerns regarding the investigated area tectonics have been oriented in the following directions:

- the description of the folding and thrusting structures belonging to the two nappes;
- the correlation of the structural elements from the area with those found south of Putna river, in Sucevița and Moldovița basins;
- the presentation of the relations between the Tarcău and Vrancea nappes on one hand and of the Vrancea and Subcarpathian nappes on the other.

Tarcău Nappe

From a tectonic viewpoint, the area corresponding to the Tarcău Nappe is complicated by faulted overturned folds and rasp wedge, as on a cross-cutting line of only 12 km as much as 7 faulted overturned folds with eastern vergence and a shear thrust wedge may be observed.

In the Suceava – Putna – Brodina area, the Tarcău Nappe presents a faulted overturned folds structure, with north-northeastern vergence, separated by reversed faults along which the eastern flanks are usually laminated. The main structural elements mapped from east to west are the following:

Lomul – Scorbura faulted overturned fold. The lithologic column of this structure consists of the Hangu, Izvor, Surcele, Straja, Sucevița Units and Doamna Member, as the upper part of the column is cut off by the above mentioned faults. The Eocene deposits of this structure are developed in the Doamna lithofacies.

Straja faulted overturned fold. The deposits of this structure crop out on Suceava valley between the confluences of Suceava River with Humăria and Boului brooks and on the left bank of Boului valley, up to the confluence between Boului and Sihastru brooks. Towards east it successively covers along Boului fault the Izvor, Surcele, Straja, Sucevița Units and the Doamna limestone Member of the Lomul – Scorbura faulted overturned fold. To the west it contacts the deposits of Hangu and Izvor Units (on Suceava valley), of the Bâtca – Glodu faulted overturned fold, along Jijia fault.

In the Suceava valley outcrop it consists exclusively of massive quartz glauconitic sandstones of Scorbura type, associated with, on Boului brook, a basal alternation of red and green clays with thin beds of fine-grained quartz glauconitic sandstones, 50-60 cm thick.

These deposits constitute the western flank of an anticline with the vertical axial plan situated in the left bank of Suceava valley; this plan suffers a distorsion towards south, in the left slope, on Boului valley, presenting declivities of 50-60^0 SW. Because of their bulk and uniform character, the sandstones from this structure may be attached to any of the Surcele, Scorbura or even Sucevița Units, knowing that Scorbura type sandstones banks occur also in the latter at different levels. In the lithostructural context of the area, we have chosen to consider that these sandstones make up the lower part of Scorbura Unit, characteristic to the Eocene Scorbura – Doamna lithofacies, especially because on Boului brook, at the base of the sandstones a thin level of silto-lutites occurs belonging to the upper part of Straja Unit.

As for the the distorsion of the axial plan from north to south, considering the brittleness of the rocks that make up the anticline, we believe that the process was realized

along a succession of transversal faults, contemporaneous with the folding and eastern displacement of the faulted overturned fold.

The assignment of the deposits belonging to this structure to the Scorbura-Doamna lithofacies shows that the deposition area of this lithofacies has been much larger in this sector and its reduction to a relatively narrow outcropping stripe is due to tectonic processes.

Bâtca – Glodu faulted overturned fold. The lithologic column of this structure includes deposits belonging to the Senonian (Hangu Unit), Paleocene (Izvor Unit), Eocene in the Scorbura – Doamna lithofacies (Surcele, Straja, Scorbura, Doamna – Viţeu, Plopu-Bisericani and Lucăceşti sandstones and *Globigerina* marls Units) and Oligocene in Kliwa lithofacies (Lower menilites, Bituminous marls, Lower disodiles and Kliwa sandstone Units).

Poiana Crucii faulted overturned fold. This structure was identified only on Putna valley, between Icoana fault to the east and Falcău – Ştef fault to the west. The structure crops out towards south, as to the north of Putna valley it is entirely covered by the units belonging to the Crucii – Stauina – Sihăstria faulted overturned fold. On Putna valley it consists exclusively of Paleocene deposits of the Izvor Unit.

Crucii – Stauina – Sihăstria faulted overturned fold. The lithologic column of this structure is made of deposits belonging to the Senonian (Hangu Unit), Paleocene (Izvor Unit) and Eocene in Scorbura – Tazlău lithofacies (Straja, Scorbura – Tazlău, Plopu and Lupoaia Units).

Şandru – Măgura Vacii faulted overturned fold. This structure consists of deposits belonging to the Senonian (Hangu Unit), Paleocene (Izvor Unit), Eocene in Scorbura – Tazlău lithofacies (Straja, Surcele, Scorbura – Tazlău, Plopu and Lupoaia Units) and Oligocene in Moldoviţa lithofacies (Lower menilites and bituminous marls, Lower disodiles and Moldoviţa Units).

Solovanu faulted overturned fold. This structure extends west of Brodina fault, line that has important tectonic effects. Along this fault the deposits of the Hangu Unit cover in the Cârmaci brook basin Eocene units of the Crucii – Stauina – Sihăstria faulted overturned fold, and on Suceava valley and Brodina basin the Kliwa sandstone from Şandru – Măgura – Vacii faulted overturned fold. As our research from this stage stopped west on the Brodina – Brodinioara brooks line, we do not have supplementary arguments regarding the development of this structure towards west.

Măgura rasp wedge. It represents a part of the Crucii – Stauina – Sihăstria faulted overturned fold that covers completely on Măgura brook the Paleocene-Eocene deposits of the Bâtca – Glodu faulted overturned fold, its front contacting the Hangu Unit. The deposits of this structure, caught between Măgura fault to east and Falcău – Ştef fault to west, have in base on a 3-5 m thickness red and green clays from Strujinoasa Member, tectonically overlain by a 1-2 m menilites bed followed by the Kliwa sandstones Unit, on a stratigraphic thickness of 80-100 m, up to the Hangu Unit from Crucii – Stauina – Sihăstria faulted overturned fold.

The successive covering along the Falcău – Ştef fault of the deposits belonging to Bâtca – Glodu and Icoana faulted overturned folds, as well as and the presence of Măgura rasp wedge from the front of Crucii – Stauina - Sihăstria faulted overturned fold draws the attention on the importance of the tectonic effects of this fault, fact already remarked by Joja (1955).

In order to correlate the structural elements identified by us in the Suceava – Putna – Brodina area we have used the literature data from Joja (1954, 1955, 1957), Ionesi (1971), Micu (1981), Ionesi and Florea (1984), Ionesi and Grasu (1986), as well as the structural model of the Tarcău and Vrancea Nappes proposed by Săndulescu (1984).

Analyzing the tectonic data presented by us and the structural context sketched for the Sucevita – Moldoviţa area, we may infer the following:

- Jijia reversed fault, that marks the front of the Bâtca – Glodu faulted overturned fold (= Şoloteiul fault; Joja, 1957), may be interpreted to the south in two ways: a – according to the model proposed by Micu (1981), it is continued by Dragoşina fault and in this case, Bâtca

– Glodu faulted overturned fold (= Şoloteiul overflow fault fold; Joja, 1957) would be continued by Dragoşina faulted overturned fold, and the eastern Lomul – Scorbura (= Scorbura faulted overturned fold; Joja, 1957) with Sucevița faulted overturned fold; b – according to the model of Ionesi and Florea (1984) and Ionesi and Grasu (1986), Jijia fault stops south of Putna river, in the transversal fault that limits towards north Sucevița semi-window. In this situation the deposits belonging to Bâtca – Glodu and Lomul – Scorbura faulted overturned folds have been eroded after the raising movements of the southern sector;

- according to our data from Putna valley, Falcău – Ştef reversed fault (= Poiana Crucii fault; Joja, 1957) is prolonged towards south by Merța – Bobeica fault. This tectonic accident is an important one through its effects. As we may see from the mentioned data, it carries in the front of the Crucii – Stauina – Sihăstria faulted overturned fold the Măgura rasp wedge and provokes the thrust and complete covering north of Putna valley of the deposits belonging to Poiana Crucii faulted overturned fold

Crucii – Stauina – Sihăstria faulted overturned fold, delimited to the west by Ascuncelul fault (= Măgura fault; Joja, 1957) develops only to the north of Putna valley, to the south being limited by the plane of Falcău – Ştef fault. The continuation towards south of the Şandru – Măgura Vacii faulted overturned fold (= Măgura faulted overturned fold; Joja, 1957) is represented by Obcina Mare faulted overturned fold, with which begin towards west the internal skibbes (Micu, 1981).

Falcău – Ştef line has also a lithofacial significance, meaning that west of it the Eocene deposits are developed in the Scorbura – Tazlău lithofacies and the Oligocene ones in Moldovița lithofacies. These lithofacial characteristics are also maintained to the south, as Ionesi (1971) separated west of Merța – Bobeica line the Eocene in Tazlău lithofacies and the Oligocene in Moldovița lithofacies.

If we refer to the digitations separated by Săndulescu (1984) then through the dimension of the tectonic effects in the area as well as of the lithofacial significations, Falcău – Ştef line is a tectonic accident that may represent the front of the Tazlău digitations in Suceava valley (the internal skibbes, Micu, 1981);

- Brodina fault is continued to the south probably by Dobra – Lupoaia fault, separating to the east the Solovanu faulted overturned fold (= Brodina faulted overturned fold; Joja, 1957).

Arşița rasp wedge

Arşița tectonic unit is a rasp wedge carried in the front of Tarcău Nappe from a western area of the Vrancea Nappe sedimentation realm, probably during the intra-Badenian thrusting.

The deposits of this structure crop out on Suceava's left bank, on Sărăturii brook, on Nistor's brook right bank and at the springs of Scorbura brook, from beneath the Senonian deposits of the Hangu Unit from Tarcău Nappe. Towards east it thrusts along the Arşița reversed fault over the Eocene-Oligocene deposits of Poieni anticline. The rasp wedge consists of Oligocene-Lower Miocene calcareous sandstone deposits of the Arşița Unit.

This western facies made of „*.... a thick series of yellowish coarse-grained, micaceous, fossilless Tarcău type sandstones, in banks of 1-2 m, with rare intercalations of similar, but conglomeratic sandstones, as well as of green elements micro-conglomerates*" from beneath the Tarcău Nappe thrust plane from Suceava valley has been discovered by Joja (1954). The author parallels them with „*Polaniça beds*", disposed in Pocuția Nappe over the upper menilites.

Micu and Constantin (1993) attach the „*Tarcău type*" sandstone levels to the Kliwa sandstones Unit, and he considers the deposits that follow over them transgressive and separates them as the „*Conglomeratic Unit*", which he assimilates with the Almaşu Burdigalian conglomerates (Săndulescu *et al.*, 1995; fide Grasu *et al.* 1999).

The age determinations made by us on the basis of the calcareous nannoplankton on these deposits has indicated an Upper Oligocene – Lower Miocene age.

On Suceava's right bank, in the sector between Nistor and Scorbura Mare brooks, the tectonic relations may be easily deduced in places where the deposits separated by us as Arşiţa Unit come successively into contact with the Lower menilites, Bituminous marls and Kliwa sandstone Units from Poieni anticline.

In the support of the tectonic and not transgressive contact comes even the authors' affirmation showing that the upper disodiles and menilites are present south of Putna River (Bivolărie point). Therefore, during Upper Oligocene the sedimentary basin was functional in the northern segment, as the presence of sedimentation gaps allowing the formation at his level of transgressive deposits has not been proven.

We consider that our interpretation is also sustained by Săndulescu (1984), who shows that on the Marginal folds Nappe area, two sub-units with digitation rank may be separated, being developed in different facies and replacing themselves gradually from north to south: the Pocuţia – Greşu internal digitation and the Bistriţa – Coza external digitation. In this situation, considering the intermediate position of Gura-Putnei semi-window, it is very likely for both subunits to be present.

Vrancea Nappe from Gura-Putnei semi-window

From a structural viewpoint Gura-Putnei tectonic semi-window is characterized by a series of anticline and syncline folds of different directions and with a different degree of tectonics as compared to those from Tarcău Nappe. In Vrancea Nappe the directions of development of the structures are generally N–S, as opposed to the Tarcău Nappe in which the dominant directions are NV–SE. The structures identified in the area, from west to east, are the following:

Poieni anticline. Poieni anticline structure, developed on a N–S direction, closes itself periclinally to the south (Suceava'a right bank), and towards north it continues beyond the Romanian border. Towards west and east it is tectonically limited by the reversed faults Arşiţa and Poieni, respectively.

It consists of Eocene deposits in the axis (Plopu-Bisericani Unit) and Oligocene-Miocene on the flanks (the Lower disodiles, Bituminous marls, Kliwa sandstone, Upper disodiles and menilites and Lower Miocene conglomerates Units). On Suceava's left bank crops out only the western flank, east of Afinet Hill the structure being covered by Quaternary deposits. On the left bank may be surveyed the pericline closure of the fold, on the Scorbura, Scorbura Mică and Andronic brooks.

The field data allowed the sketching in the lower disodiles of a stratification conformable level (6 m), which we have interpreted as being an olistolithe. In the upper disodiles is also intercalated an olistolithic body of bituminous marls (3 m), but this time discordant, and a few levels of bituminous silto-lutites with fragments of different petrographic constitutions, very well worked (probably by a fluvial network). These observations may argue in our area too, the epiglyptic thrust of Tarcău Nappe (Săndulescu, 1984; Micu and Constantin, 1993).

Vărăria faulted overturned fold. From a geomorphologic point of view it forms Vărăria Hill, with an approximate N-S direction. It consists of the western flank of an anticline folded towards east, whose eastern flank has been strongly laminated. Towards west it is tectonically delineated by the Poieni reversed fault, along which the Plopu-Bisericani Unit from Vărăria faulted overturned fold comes into contact with different Oligocene-Miocene terms from the southern pericline closure of the Poieni anticline. Towards east it thrusts along the Vărăria fault over the Oligocene units of Turanu syncline. The lithologic column of this structure is made exclusively of Eocene units developed in the Doamna lithofacies (Sucevita, Doamna – Viţeu and Plopu-Bisericani Units).

Țuranu syncline. Represents the most eastern structure that crops out in Gura-Putnei semi-window, west of the Putna – Suceava confluence. Towards east, both in the left and right banks of Suceava, the structures are covered by Quaternary deposits. In west it contacts the Sucevița, Doamna – Vițeu and Bisericani Units from Vărăria faulted overturned fold, along Vărăria fault. In the central part the syncline is cut by a NNE-SSV fault, previous to the Vărăria fault. The western flank is affected by secondary folds.

The syncline consists of Eocene deposits belonging to Plopu-Bisericani Unit on the flanks, overlain by Oligocene units (Lower menilites, Bituminous marls, Lower disodiles and Kliwa sandstone).

PALEOGEOGRAPHIC CONCLUSIONS

Although the paleogeographic conclusions are very ambitious, and suppose the existence of some studies in the area that clearly regard this problem, we have engaged on the basis of the existent literature and on our litho-stratigraphic, bio-stratigraphic and tectonic data to issue some ideas regarding this aspect.

The literature we consulted consists of a series of papers regarding the Carpathian flysch that belong to the following authors: Filipescu (1942), Băncilă and Papiu (1960), Joja *et al.* (1963), Contescu *et al.* (1966), Mihăilescu and Contescu (1968), Ionesi (1971), Blondeau (1972), Contescu (1974), Dicea (1974), Hottinger (1977), Alexandrescu and Brustur (1980, 1982, 1984, 1987, 1990), Săndulescu *et al.* (1981), Anastasiu and Jipa (1983), Săndulescu (1984), Micu *et al.* (1987), Grasu *et al.* (1988, 1999, 2002), Ionesi *et al.* (1988), Mária Jámbor – Kness (1988), Săndulescu and Micu (1989), Einsele (1992), Brustur (1995), Florea (1999) and Turtureanu (1999).

The paleogeographic aspects we have signaled are differently present on the deposition areas of the two nappes.

Thus, for the sedimentation area of the Tarcău Nappe may be underlined the following facts:

- during Senonian the uniformity of the sedimentation basin of the external flysch is also maintained in the northern segment, now being deposited the Hangu and Izvor Units on the whole deposition area of the Tarcău Nappe;
- during the Paleocene the sedimentation conditions change due to the activation during the Laramic tectonic movements of a green schists cordillera (Ionesi, 1971; Grasu *et al.*, 1988), with a complex sedimentologic and tectonic role;
- during Lower and Middle Eocene the sedimentation covers the deposition area of the Tarcău Nappe with a particular facies characterized by the dominance of arenitic and quartz deposits, that exceed 70-80% of the lithologic column.

The dominant arenitic character of the sedimentation north of Putna River raises a few problems regarding the nature and position of the source area that provided the huge quantities of quartz sand, the paleo-climatic conditions that favored the production of clastic material and the sedimentation basin morphology.

The petrographic and granulometric study conducted by Grasu *et al.* (1988) on Scorbura – Păltinoasa type sandstones shows a mineralogical composition almost identical with that of the Kliwa sandstone (over 90% quartz and cherts) and grain size parameters very close to those of the latter, facts that in the authors' opinion indicates a common platformic source-area for the two petrographic types. Referring to high maturity sandstones, Grasu (1996) launches the idea that the clastic material from the Kliwa sandstone (and therefore that from the Scorbura sandstone also, n.n.) could have derived from metamorphic rocks belonging to the quartz meta-graywacke series of the Dobroudjan cordillera, in the conditions of a very humid subtropical climate, with temperatures of almost 26^{0}C and precipitations of 5000 mm/year.

The warm climate during Ypresian – Lutetian is consistent with the biostratigraphic information regarding the deposits of the external flysch. Thus the *Nummulites* fauna (with *N. planulatus and N. variolarius*) emphasized in the external flysch deposits (Ionesi, 1999), according to those shown by Blondeau (1972), characterize a climate with average temperatures of 25-27^{0}C and with a normal salinity of the marine environment. In the same sense the paleo-climate was interpreted by Dicea (1974) on the basis of the agglutinate foraminiferans and by Florea (1999), who considered the nannoplankton associations identified in Sucevița basin.

In the conditions of the Suceava – Putna – Brodina area, if we analyze the tectonic signification of Falcău – Ştef fault, continued to the south by Merța – Bobeica fault, we find a greater movement towards east along this tectonic accident of the western faulted overturned folds (*e.g.* Crucii - Stauina – Sihăstria faulted overturned fold covers completely towards north the Crucii faulted overturned fold). In this situation it is possible that the position in which were formed the deposits of the internal faulted overturned folds (west of the Falcău – Ştef line) to be much more western that the supposed one and that the basin was also alimented from western intra-basinal sources. Yet, regarding the sedimentary material sources, we believe that they are linked to the presence at least of an intra-basinal cordillera similar to that suggested by Contescu (1974) for the Cretaceous internal arenitic facies. Its petrographic constitution must have been similar to that of a green schists cordillera, which in the conditions of a warm and humid climate would have been capable of delivering the huge quantities of quartz sand that led to the formation during the Lower and Middle Eocene of the quartzi sandstones of Scorbura type, 350-390 m thick. Probably the cordillera was situated between the formation areas of the Bâtca – Glodu and Crucii faulted overturned folds;

- during the Oligocene the evolution of our study area enters the paleo-geographic scenario presented by Săndulescu and Micu (1989), with weakly differentiated facieses in the first part when are deposited the lower menilites, bituminous marls and lower disodiles on the entire area and with a slight differentiation at the level of the Kliwa sandstone.

Referring to the sedimentation basin of the deposits belonging to the Vrancea Nappe from the Gura-Putnei semi-window, the following aspects may be shown:

- during the Middle and Upper Eocene is maintained the sedimentation type characteristic to the Doamna lithofacies from Lomul – Scorbura faulted overturned fold, from the front of Tarcău Nappe;

- during the Oligocene appear a series of lithofacial elements that imply the separation of the sedimentation basin of Gura-Putnei semi-window from that of the Tarcău Nappe, as well as a different morphology in relation with the southern areas. Thus in the eastern part of the semi-window, the Oligocene deposits are characterized through the absence of the green rocks elements that occur instead in the western part, in the Arşița Unit. This unit is found in tectonic relations with the Oligocene deposits from the eastern area. In these conditions we must imagine two sources of material for the Oligocene basin: an eastern platformic source without green rocks elements and a green schist cordillera in the western area. Considering the absence of green rocks elements in the eastern area of the semi-window, the position of the cordillera must have been more internal, between the Tarcău and Vrancea Nappes and not between the Vrancea and Subcarpathian Nappes. The same idea was remarked by Ionesi (1979) in Humor basin and by Ionesi *et al.* (1988) in Sucevița basin.

Analyzing the paleo-geographic significations of the litho-stratigraphic, tectonic and bio-stratigraphic data from our study area and from the neighboring ones, we came to believe that the sedimentation area of the deposits belonging to the Tarcău Nappe (at least of those situated west of the Falcău – Ştef line) and possibly also that of the Vrancea Nappe ones, have had a more western position in comparison to the southern neighboring area of Sucevița. In support of this affirmation comes the tectonic situation, that reveals the much more eastern advance of the western faulted overturned folds north of Putna river, as they cover totally or

partially some of the eastern faulted overturned folds (*e.g.* Crucii faulted overturned fold is entirely covered to the north by the western faulted overturned folds, along the Falcău – Ştef line; Bâtca – Glodu faulted overturned fold covers partially the Straja and Lomul – Scorbura faulted overturned folds). The much more accentuated advance of the tectonic units towards east in comparison to the southern regions seems to be a characteristic of the tectonics of the external flysch from this area, aspect that is also suggested by the high degree of covering of the Subcarpathian Nappe by the Tarcău and Vrancea ones.

Another aspect upon which we could draw paleogeographical conclusions refers to the evolution of Suceava valley in the flysch sector from Obcina Mare and Obcinele Brodinei (sensu Barbu, 1976). The corroboration of the litho-structural data with those regarding the distribution of the hydrographic network in relation to the „tectonic-erosional" basins from Nisipitu – Straja area allowed the sketching of the following scenario of paleogeographical evolution:

- during the styrian tectonic phases (Burdigalian – Badenian) the morphographic surface of the Suceava valley relief was sketched, being afterwards completed during the Moldavic movements of Volhynian age. In this stage, the Seletin – Costileva, Ulma – Nisipitu, Brodina – Sadău and Falcău basins were created, separated by ridges of massive quartz sandstones of Scorbura, Lucăceşti or Kliwa type. These functioned as local hydrographic levels up to the end of the Pliocene;

- during Volhynian – Romanian took birth a series of the present tributaries of Suceava, that were effluents to the Sarmatic-Pliocene lakes: Nisipitu, Sadău, Brodina, Brodinioara, Falcău, Cârmaci, Răstoaca and the western segment of Suceava river that flows into Seletin – Costileva lake;

- during Romanian - Pliocene, in the Valahian tectonic phase the sandstone ridges that separated the lake basins were broken and the present course of Suceava river occured. This model explains quite satisfactorily the direction differences registered by Suceava river in certain sectors and may be also extrapolated for other rivers such as Moldova or Putna (form Vrancea).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBLIOGRAFIE

AGHEORGHIESEI V., BĂNCILĂ I., COSTEA I., ROŞCA A. (1977) – *Contribuţii la stratigrafia paleogenului din flişul carpatic.* D.S. Com. Geol. LIII/1, Bucureşti.

ALEXANDRESCU GR. (1964) – *Observaţii geologice în flişul cretacic din regiunea Găineşti – Stulpicani.* D.S. Inst. Geol. Şi Geof., LXVI, Bucureşti.

ALEXANDRESCU GR., SĂNDULESCU JANA (1963) – *Asupra vârstei argilelor vărgate din pânza şisturilor negre (Audia), din Valea Moldovei (Carpaţii Orientali).* Stud. şi Cercet. Geol., 18, Bucureşti.

ALEXANDRESCU GR., MICU M., SZASZ L. (1978) – *Date noi asupra răspândirii microfaciesului cu Pithonella ovalis în Carpaţii Orientali şi Dobrogea.* D.S. Inst. Geol. vol. LXIV, Bucureşti.

ALEXANDRESCU GR., BRUSTUR T. (1980) – *Asupra unor urme de activitate organică (trace fossils) din flişul Carpaţilor Orientali (partea I).* D.S. Inst. Geol., Geof.; LXV/3.

ALEXANDRESCU GR., BRUSTUR T. (1984) – *Ichnofaciesul cu Sabelaria în stratele de Vineţişul în partea de nord a Carpaţilor Orientali.* D.S. LXVIII/3, Bucureşti.

ALEXANDRESCU GR., BRUSTUR T. (1985) – *Le calcaires de Jaslo des partie centrale et nord de Carpathes Orientale et leur valeur stratigraphique.* D.S. Inst. Geol. şi Geof., vol. LXIX, Bucureşti.

ALEXANDRESCU GR., BRUSTUR T. (1987) – *Structures sedimentares biogenes (trace fossils) de flysch des Carpathes Orientales (III-eme partie).* D.S. Inst. Geol., Geof., Bucureşti.

ALEXANDRESCU GR., BRUSTUR T. (1990) – *Paleoichnocenoza cu Subphyllochorda din formaţiunea gresiei de Tarcău din valea Trotuşului (Carpaţii Orientali).* D.S. Ins. Geol., Geof., Bucureşti.

ANASTASIU N. (1977) - *Minerale şi roci sedimentare*, Determinator. Ed. Tehnică, Bucureşti.

ANASTASIU N. (1988) – *Petrologie sedimentară.* Ed. Tehnică, Bucureşti.

ANASTASIU N. JIPA D., (1983) – *Texturi şi structuri sedimentare* Ed. Tehnică, Bucureşti.

ANASTASIU N. ALEXANDRESCU GR., SZOBOTKA ST. (1984) – *Petrografia ruditelor senoniene din flişul de Hangu (Carpaţii Orientali). Reconstituiri de paleosurse.* Stud. şi Cercet., Geol., Geof. şi Geogr., seria Geologie 29.

ANGHEL V., ILADIE GH. et al. (1981) - *Cercetări de valorificare complexă a şisturilor bituminoase din Carpaţii Orientali. Probele I Sucevita şi II Putnişoara.* Arh. S.C. Geomold S.A., Câmpulung Moldovenesc.

ANGHEL V., STEFĂNESCU et al. (1981) - *Cercetări de valorificare a şisturilor bituminoase din bazinul Anina.* Arh. S.C. Geomold S.A., Câmpulung Moldovenesc.

ANGHEL V., MILITAN P. et al. (1982) - *Cercetări tehnologice de valorificare energetică a şisturilor bituminoase disodilice din Carpaţii Orientali.* Arh. S.C. Geomold S.A., Câmpulung Moldovenesc.

ANGHEL V., MILITAN P. et al. (1982) - *Cercetări în vederea stabilirii caracteristicilor fizico-chimice a uleiului de şist.* Arh. S.C. Geomold S.A., Câmpulung Moldovenesc.

ARTYUSHKOV E. V., BAER M. A., MÖRNER N.-A. (1995) – *The East Carpathians: Indications of phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland.* Tectonophysics 262 (1996), 101-132. ELSEVIER.

ATANASIU G. (1940) - *Mesures de Magnetisme terrestre en Bucovine, 1935-1936.* C.R. de S.I.C.R. tome XXI –B, Bucureşti.

BCU CLUJ / BIBLIOTECA UNIVERSITARĂ

ATANASIU G. (1941) - *Cartes magnetiques de la Bucovine, 1939.* An. Inst. Geol., vol XXI, Bucureşti.

ATANASIU I. (1939) – *Contributions á la Stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave.* Ann. Sci. Univ. Iassi, vol. XXV/1

ATANASIU I. (1943) – *Le facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates Moldaves.* Ann. Com. Geol., vol. XXIV, Bucureşti.

ATANASIU I. (1952) – *Faciesurile flişului din Carpaţii Orientali.* An. Com. Geol., vol. XXIV, Bucureşti.

ATANASIU I. (1952) – *Orogeneza şi sedimentarea în Carpaţii Orientali.* An. Com. Geol. vol. XXIV, Bucureşti.

ATHANASIU S. (1908) - *Cercetări în regiunea internă a Carpaţilor din Moldova de Nord.* An. I.G.R. vol I.

ATHANASIU S. (1909) - *Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina.* Raport anual de activitate al I.G. (1907-1908), Bucureşti.

ATHANASIU S., MACOVEI G, ATANASIU I. (1927) - *La zone marginale du Flysch dans la partie inferieure du Bassin de la Bistriţa.* Assoc. Arence géol. Carp. Balcan . Guide de excursion, Bucarest.

BACIU D. S., FLOREA F. (1998) - *On the presence of Zenopsis clarus, Daniltehenko 1960 (Teleostean fish, Zeidae) from Oligocene of Tarcău nappe.* Rev. Rom. Geol., vol. 42, Editura Academiei Române.

BALTEŞ N. (1969) - *Distribution stratigrafique des Dinoflagelés et des Acritarche tertiaires en Roumanie.* Procceding of the first international Conference on Planctonic microfossils Geneva 1967. Edit. Brönimann & Rentz, Leiden.

BALTEŞ N. (1971) - *Stadiul actual al cercetărilor palinologice asupra formaţiunilor cretacice şi terţiare de interes petrolier din România. Progrese în Palinologia Românească.* Editura Academiei RSR, Bucureşti.

BALTEŞ N., ALEXANDRESCU G., AGHEORGHIESEI V. (1986) - *Contribution palynologiques á la connaisance de quelques formations cretacées du flisch externe situé entre les valleés de Suceava et Trotus traversées per des forages.* D.S., vol. 70-71/3, Bucureşti.

BALTEŞ N., LEBENZON C. (1975) - *Sur le contenu micropaleontologique du Terţiaire inferieur sous facies de Tarcau-Fusaru, entre les rivieres Bistriţa et Cosma Viorica Trotuş.14th European Micropaleontological Colloquium,* Bucureşti.

BARBU N. (1970) - *Raporturi morfostructurale şi morfolitologice în Obcina Mare.* Studii şi Comunicări de ocrotirea nat., Suceava.

BARBU N. (1976) - *Obcinele Bucovinei.* Editura Stiintifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

BARBU N., IONESI L., IONESI BICA (1966) - *Observaţii geologice şi paleomorfologice în zona de contact a Obcinelor Bucovinei cu Podişul Sucevei.* Anal. St. Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi.

BARBU N., IONESI L. (1970) - *Etapele de evoluţie geomorfologică a Obcinelor Bucovinei.* Inst. ped. Suceava.

BĂDESCU D. (1997) - *Tectono-thermal regimes and lithosphere behaviour in the External Dacides in the Upper Triassic and Jurassic Tethyan opening (Romanian Carpathians).* Tectonophysics 282 (1997) 167-188. ELSEVIER.

BĂDESCU D. (2005) – Evoluţia tectono-stratigrafică a Carpaţilor Orientali în decursul Mezozoicului şi Neozoicului. Ed. Economică, Bucureşti. ISBN 973-709-137-X.

BĂNCILĂ I (1944) - *L'évolution des idées sur la tectonique des Carpates Orientales.* C.R. de seances XXVII 1938-1939, Bucarest.

BĂNCILĂ I. (1952) - *Geologia regiunii Gura Humorului – Voroneţ – Suha (Cîmpulung şi Baia).* D.S. Com. Geol. XXXVI, Bucureşti.

BĂNCILĂ I. (1955) - *Paleogenul zonei mediane a Flişului.* Bul. şt. al Acad. RSR XII-4, Bucureşti.
BĂNCILĂ I. (1958) - *Geologia Carpaţilor Orientali.* Editura Stiinţifică, Bucureşti.
BĂNCILĂ I., PAPIU CORVIN V. (1960) – *Asupra caracterelor litologice ale stratelor de Straja de la gura văii Stejarului (Bicaz).* St. Cerc. Geol., vol. V/3, Bucureşti.
BĂNCILĂ I., HRISTESCU E. (1963) - *Linia externă şi linia pericarpatică dintre valea Sucevei şi valea Trotuşului (Carpaţii Orientali).* Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V, Bucureşti, vol. IV
BĂNCILĂ I., AGHEORGHESEI V. (1964) - *Observaţiuni noi asupra flişului din valea Siuha Mare-valea Moldovei.* An. Com. Geol. XXIII, Bucureşti.
BIEDA E., HORWITZ L. (1931) - *Essai de Stratigraphie du Flisch de Podhale.* Bull. Serv. Geol. Pol. vol. VI., Warszowie.
BIEDA F. (1948) - *Contribution a la connaissance des foraminiferes du Flysch des Karpates polonaises.* Rocz. Pol. Tow. Geol. Tom XVII-Krakow.
BLACK M., BARNES BARBARA (1959) - *The structure of coccoliths from the englisch chalk.* Geol. Mag. 96 (5), Hertford.
BLAICHER J., JASIONOWICZ ST. (1963) - *Sur l'importance des marnes a globigérines pour la stratigraphie du flisch carpatique.* Asoc. geol. Carpato-Balcanique. Congr. V 1961, vol. III/1
BLONDEAU A. (1966) – *Les Nummulites de l'éocène de Belgique.* Extr. Bull. Soc. Géol. France, 7, 8 / 908 – 919, Paris.
BLONDEAU A. (1972) – *Les Nummulites.* Ed. Vuibert, Paris.
BLONDEAU A., CARELIER C. (1966) - *Stratigraphie du Paleogéne du bassin de Paris en relation Feuguer L. Pomeral C. avec les bassins aroisinants.* Bul. Soc. Geol. Fr. (7) VII, 2 (1965), Paris.
BOGATU L. (1999) – *Geologia regiunii Soloneţ – Sucevita – Moldovita şi perspectivele în resursele minerale utile.* Rezumatul tezei de doctorat, Univ. Al.I. Cuza" Iaşi.
BOMBIŢĂ GH. (1961) – *Révisions biostrtigraphiques dans le flysch paléogène des Carpathes Orientales.* Stud. Cerc. Geol. 4/3, Bucureşti.
BOMBIŢĂ GH. (1963) – *Contribuţii la corelarea Eocenului epicontinental din R. P. Română.* Ed. Acad. R. P. R., Bucureşti.
BOMBIŢĂ GH. (1964) – *Contribuţiuni la studiul stratigrafic al depozitelor eocene din Dobrogea, cu privire specială asupra faunei de numuliţi şi asiline.* An. Com. Geol. 33, Bucureşti.
BOMBIŢĂ GH. (1973) – *Macroforaminifères des Carpathes Orientales: leur position et leur signification stratigraphique.* Ecolage geol. Helv., vol 66/2.
BOMBIŢĂ GH. (1980) – *Note sur les plus primitives nummulites de Roumanie.* D. S. Inst. Geol. Geof., Vol. LXVII/3 (1979 – 1980), Bucureşti.
BOMBIŢĂ GH. (1987) – *Étages nummulitiques dans la couverture de la Plate – Forme Moldave.* D. S. Inst, Geol. Geof., Vol. 72 – 73, (1985 – 1986), Bucureşti.
BOMBIŢĂ GH., GHEŢA N. (1963) - *Eocéne moyene superieur et Oligocene inférieur des environs Iva Mariana de Cluj-Napoca.* 14th European Micropaleontological Colloquium, Bucureşti.
BOMBIŢĂ GH., MOISESCU V. (1986) – *Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvania.* Coll. Sur l'Éocène, Mém. Serv. Carte geol. France, Paris.
BOTEZ CORNELIA, NICHITA O., IONESI L., IORGA N., CĂRUNTU C. (1967) - *Studiul geochimic comparativ între stratele de Bisericani de pe valea Bistriţei şi cele de pe valea Humorului.* St. cerc. geol., geogr., geof., seria geologie XII, 1. Bucureşti.
BOTEZ CORNELIA, IONESI L., NACU DIDINA, NICHITA O., POIENESCU M., (1969) - *Cercetări geochimice asupra stratelor de Plopu din zona flişului extern (Carpaţii Orientali)* St. cerc. geol., geogr., geof., seria geologie 14/2. Bucureşti.

BOULANGER D., POIGNANT A (1964) - *La passage Eocéne supérieur-Oligocén en Aquitaine occidentale.* C.R. somm. Soc. Geol. Fr. fasc 2, Paris.

BRAMLETTE M. N., SULLIVAN F.R. (1961) - *Coccolithophorides and related nannoplankton of the early Tertiary in California. Contributions from the Scripps Institution of Oceanography . La jolla California.* New series Micropaleontology, vol. 7.

BRAMLETTE M., MARTINI E. (1964) - *The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian Micropal.* 10 (3,) New York.

BRANA V., ARAMESCU C., CĂLUGĂRU I. (1986) – *Substanţe minerale nemetalifere.* Ed. Tehnică, Bucureşti

BRATU ELENA (1975) - *Biozones du Paleocene a Laicăi (vallée de la Dîmboviţa) (Excursion A) Guide micropaleontologique du mezozoique et du terţiaire des Carpates Roumaines.* 14th European Micropaleontological Colloquium, Bucureşti.

BRATU ELENA (1975) - *Coupe du Maestrichtien a l'Oligocéne inferiéure dans le Flysch externe de Cuejdiu (Bassin de la Bistriţa).* 14th European Micropaleontological Colloquium, Bucureşti.

BRATU ELENA, GHEŢA N. (1972) - *Zonarea depozitelor în facies de Sotrile ale paleocen-eocenului (Carpaţii Orientali) pe baza foraminiferelor planctonice şi a nannoplanctonului calcaros.* St. şi Cerc. Geol. şi Geof.-Seria Geol. 2/tom 17, Bucureşti.

BRUDERER W. DR. (1930) - *Stratigrafia Carpaţilor Orientali polonezi (Carpaţii Pocuţiei) comparată cu aceea a Carpaţilor români.* D.d.S. ale şedinţelor I.G.R. vol XIV, 1925-1928, Bucureşti.

BRUSTUR T. (1973) - *Contribuţia cercetătorilor români la cunoaşterea ichtiofaunei din Oligocen.* Referat Univ. Bucureşti.

BRUSTUR T. (1995) – *Studiul paleoichnologic al formaţiunilor cretacic-miocene din moldavidele externe.* Rezumatul tezei de doctorat, Univ. Bucureşti.

BRUSTUR T., ALEXANDRESCU GR. (1993) – *Paloeichnological pontetial of the Lower Miocene molasse from Vrancea (East Carpathians).* Rev. Roum. Geol. 37, Bucureşti.

BRUSTUR T., GRIGORESCU D. (1973) - *Une nouvelle espéce du genre Palaeorhynchus : P. humorensis dans les déports oligocénes de la zone de Gura Humorului.* Rev. Roum. de Geol.

BRUSTUR T., IONESI L. (1990) - *Ichnofaune des formations de Plopu et de Izvor (le flychs paleogene – Carpathes Orientales).* An. st. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, vol. XXXVI.

BRUSTUR T., STOICA M. (1993) – *Asupra unor structuri sedimentare biogene din Formaţiunea de Plopu de la Grozeşti (Valea Oituzului – Carpaţii Orientali).* Stud. cercet. geol., 38

BUKRY D. (1969) - *Upper Cretaceous coccoliths from Texas and Europe. Univ. Kansas Paleont. Inst.* 51 (2) Topeka, Kansas.

BUKRY D., KENNEDY M.P. (1969) - *Cretaceous and Eocene coccoliths at San Diego-California. Calif. divis. Mineralog. and Geol. Sort Contrib.* Calif. Geol. Spec. Rept. 100, San Diego.

BYSTRICKA HEDRIGA (1969) - *Discoasteriden-Nannoplankton der bunten schichten des mittleren eozäns. Acta Geol. et Geogr.* Univ. Comeniane Geologica 18, Bratislava.

CASIMIR E. (1962) - *Cercetare pentru stabilirea de criterii pentru diagnosticarea rocilor mamă de ţiţei.* Raport Ministerul Ind. Petrolului şi Chimiei.

CASIMIR E., DUMITRIU M., PAŞCA VICTORIA (1934) - *Studiu chimic al cîtorva şisturi menilitice din Oligocenul zonei marginale a flişului Carpaţilor Orientali.* St. tehn. şi econ. Inst. Geol., seria B. 15.

CATANĂ C., GRASU C., STAMATE IRINA (1982) - *Considerations sur certaines bentonites, tufs et tufites bentonitisees de l'oligocene de l'unite de Vrancea (Carpates Orientales).* An. st. Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi. Tom XXVIII.

CAVELIER C. (1968) - *L'Eocene supérieur et la base de l'Oligicéne en Europe occidentale.* Coll. Eoc. Paris 1968. Mem. B.R.G.M. 58, Paris.

CAVELIER C. (1969) - *La limite Eocene-Oligocéne.* Coll. Eoc. Paris 1968, Mem. B.R.G.M. 69, Paris.

CAVELIER C. (1972) - *L'âgle Priabonien supérieur de la "zone a Ericsonia subdisticha" (Nannoplancton) en Italie et l'attribution des Latdorf Schichten allemands a l'Eocene supérieur.* Bull. B.R.G.M. 2. IV. 1, Paris.

CAVELIER C. (1979) - *La limite Eocene-Oligocene en Europe occidentale.* Mem. B.R.G.M. N^{0}54. Scieces Geologiques, Univ. L. Pasteur de Strasborg, Inst. de geol.

CAVELIER C., POMEROL C. (1981) - *The geological events at the Eocene-Oligocene boundary. Elserier scientific publishing company.* Amsterdam Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 36.

CAVELIER C., POMEROL C. (1983) - *Echelle de correlation stratigraphique du Paléogene, stratotypes, etages standards, biozones, chimiozones et anomalies mgnetiques.* Geologie de la France, n^{0}3.

CAVELIER C., POMEROL C. (1986) - *Stratigraphy of the Paleogene.* Bull. Soc. geol. France (8), tom II, n^{0}2.

CEPEK P., HAY W.W. (1969) - *Calcareous nannoplankton and biostratigraphic subdivizion of the upper Cretaceous. Transact. Gulf coast.* Asoc. Geol. Soc. 19, Tallahassee, Florida.

CERCHEZ V. et al. AL. (1973) - *Studii geologice şi geochimice a şisturilor bituminoase oligocene a Carpaţilor Orientali. Raport 332.* Arh. IPGGH Bucureşti.

CERNEA GH. (1952) - *Zona internă a Flişuilui dintre V. Moldovei şi V. Bistriţei .* An. Com. Geol. vol. XXIV, Bucureşti.

CERNEA GH. (1954) - *Cercetări geologice în regiunea Sucevița-Solca-Ciumîrna-Poiana Micului.* D.S. ale şed. Com. Geol. vol. XXXVII 1950/54.

CHIRILĂ GH. (1982) - *Raport geologic asupra prospecţiunilor sc. 1:5.000 executate pentru şisturile bituminoase oligocene din flişul extern al C.O. Perimetrul Izv. Sucevei-v. Moldovei.* Arh. SC Geomold SA, Câmpulung Moldovenesc.

CIOBANU M. (1977) - *Fauna fosilă din oligocenul de la Piatra Neamţ.* Editura Academiei, R.S.R. Bucureşti.

CIOBANU M. (1978) - *Date noi asupra peştilor fosili din Oligocenul de la Piatra Neamţ, IV.* Anuarul Muz. de St. Nat. P. Neamţ, seria Geol-Geogr. IV.

CIPCIGAN I., MOCANU A., TĂICUŢU N. (1978) - *Raport geologic asupra lucrărilor de cercetare pentru şisturile bituminoase din Carpaţii Orientali executate în anul 1978.* Arh. S.C. Geomold S.A., Câmpulung Moldovenesc.

CITA M.B., PICCOLI G. (1964) - *Les stratotypes du Paléogene d'Italie. Coll. Paléog. Bordeaoux 1962.* Mem. B.R.G.M. 28, Paris.

COMAN V., MUŞAT V. (1978) - *Studiu de sinteză privind cercetările geologice, geochimice. pentru ulei de şist efectuat asupra şisturilor bituminoase oligocene din C.O. (Sectorul v. Sucevei - v. Bistriţei).* Tema 35. Arh. S.C. Geomold S.A., Câmpulung Moldovenesc.

COMAN V., MUŞAT V., VOICULESCU C. (1978) - *Studiu de sinteză privind cercetările geologice şi geochimice pentru ulei de şist, efectuat asupra şisturilor bituminoase oligocene din Carpaţii Orientali (sectorul valea Sucevei-valea Bistriţei).* Tema 35, Bucureşti.

CONTESCU R.L. (1963) - *Préflisch et postflisch, deux formations geosinclinales syndiastrphiques.* Resumes Asoc. Geol. Rap. Balc. VI-eme Congr. Warsowia, Cracovia.

CONTESCU R.L., JIPA D. (1963) - *Les turbidites dans le flysch éocene de Sotrile. Asoc. geol. Mihăilescu N. Carpato-Balc.* Congr. V (1961), vol. III/1.

CONTESCU R.L. (1964) - *Essei de clasification des Flyches et de Molasses Rocz. Pol. Tow.* Geol. tom XXXIV 3, Krakow.

CONTESCU R.L. (1967) - *Formation et facies dans la zone du Flysch des Carpates Orientales Roumaines.* Sonder. Geolog. Rundsch Band 56, Stuttgart 1967

CONTESCU R.L. (1974) – *Geologic History and Paleogeography of Eastern Carpathians: Example pf Alpine Geosynclinal Evolution.* The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V.58, No. 12

CONTESCU R.L., JIPA D., MIHĂILESCU N., PANIN N. (1966) - *Semnificaţia sedimentologică a faciesurilor Flişului paleogen din Carpaţii Orientali.* St. şi Cerc. Geol. Geof. Geogr. 2 Tom 11, Bucureşti.

COSMOVICI L.C. (1887) - *Les couches a Poisson des monts Pietricica et Cozla district de Neamţ, ville de Piatra.* Bul. Soc. Medic. şi Natur. din Iaşi I.3., Iaşi.

COSTA L.I., DOWNIE C. (1976) - *The distribution of the dinoflagellate Wetzelliele in the Paleogene of notth-western Europe.* Palaeontology 19, 4, 591-614, London.

COSTEA I., BALTEŞ N. (1962) - *Cercetări stratigrafice pe baza microfosilelor.* Editura tehnică, Bucureşti.

COSTEA I., COMŞA DOINA (1979) - *Upper Cretaceous calcareous nannoplankton in areas of interest for hydrocarbons in R.S.R.* Mémoires Inst. Geol. vol. XXVIII, Bucureşti.

CRUX J.A. - *A stratigrafical index of calcareous nannofosils.* British micropaleontological society, London.

CSONTOS L. (1995) – *Tertiar tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review.* Acta Vulcanol.72, 1-13.

CSONTOS L., NAGYMAROSY A. (1998) - *The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions.* Tectonophysics 297 (1998) 51–71. ELSEVIER.

CSONTOS L., VÖRÖS A. (2004) - *Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 210 (2004) 1– 56. ELSEVIER.

DEHM R. (1950) - *Zur Eocán-Oligocán-Grenze N. jb. f.* Geol. u Pal. Mh. B (7), Stuttgart.

DICEA O. (1967) – *Le rôl des zones se suture d'entre la platforme et la dépression dans la formation des dèpots néogenes du nord de la Moldavie.* Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. , Seria Geofizică 7/1, Bucureşti

DICEA O. (1974) - *Studiul geologic al regiunii Voroneţ-Suha Mică-Platonița.* St. th. şi ec., seria J, Stratigr. nr. 11, Bucureşti.

DICEA O., ALI MEHMED E., DAMIAN A. (1966) - *Contribuţii la descifrarea tectonicii de adîncime a zonei flişului extern şi zonei neogene din nordul Carpaţilor Orientali.* Stud. şi Cerc. Geol. Geof. Geogr. seria Geofizică nr. 2. Tom 4.

DICEA O., CRISTESCU E., GEORGESCU P., IONESCU N., MIHĂILESCU C., MÜNTZ K., RODINA V. 1969) – *Contribuţia prospecţiunii seismice la descifrarea structurii depozitelor sedimentare de pe marginea Platformei moldoveneşti.* Stud. Cerc. Geol., Seria Geofizică 7/1, Bucureşti

DICEA O., DICEA MARIETA (1976) - *Limita Oligocen-Eocen în flişul extern din pîrîul Larga după conţinutul în nannoplancton.* Rev. Mine Petrol şi Gaze 27/4, Bucureşti.

DICEA O., DICEA MARIETA (1980) - *Stratigraphic correlation on nannoplankton basis in the external flysch of the east Carpathians.* D.S. Inst. geol. geof. vol. LXV 1977, 1978, Bucureşti.

DINU C., FRUNZESCU D. (1990) - *Stratonomic and sedimentologic analysis of the Podu Morii beds formation from the Văleni spur Oligocene.* An. Univ. Bucureşti.

DONISĂ I. (1972) - *Asupra vechimii reţelei hidrografice din partea nordică şi centrală a Carpaţilor Orientali.* Bul. Soc. St. Geogr. din R.S.R. Serie nouă vol. I (LXXI), Bucureşti.

DUMITRESCU C., DUMITRESCU F. (1956) - *Rezultatele analizelor unor şisturi bituminoase de la Anina şi şisturi disodilice din Carpaţii Orientali.* Arh. Intr. geol. de prospecţiuni, Bucureşti.

DUMITRESCU G. (1990) - *The upper Cretaceous microfaunal biozones in the Cheia-Pridvaria-Măgura Nebunii area.* An. Univ. Bucureşti.

DUMITRESCU I. (1952) – *Studiul geologic al regiunii dintre Oituz şi Coza.* An. con. geol. nr. XXIV, Bucureşti.

DUMITRESCU I. (1963) – *Date noi asupra structurii Flişilui miogeosinclinal din munţii Vrancei (Carpaţii Orientali).* Asoc. Geol. carp.-balc., Congr. V, Bucureşti, vol. IV.

DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M., JOJA T., ALEXANDRESCU G. (1956) - *Monografia formaţiunilor din zona externă a flişului Carpaţilor Orientali.* Arh. Inst. Geol. Geof. Bucureşti.

DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M. LĂZĂRESCU V., MIRĂUŢĂ O., PAULIUC S., GEORGESCU C. (1962) – *Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie.* An. Com. Geol. XXXIII, Bucureşti.

DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M. (1968) – *Probleme structurale fundamentale ale Carpaţilor Româneşti şi vorlandul lor.* An. Inst. Geol., vol. XXXVI, Bucureşti.

DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M. (1969) - *Consideration sur la division des systemes orogéniques.* Rev. Geogr. phys. et Geol. dinam. (2) XI, 5, Paris.

DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M., BANDRABUR T., ION JANA, (1970) – *Harta geologică 1:200.000, foaia Covasna.* Inst. geol., geof., Bucureşti.

DUMITRICĂ P., GHEŢA N., POPESCU GH. (1975) - *Date noi cu privire la biostratigrafia şi corelarea miocenului mediu din aria carpatică.* D.S. ale şedinţelor I.G.G., vol. LXI/4, Bucureşti.

DURCOVICI T. (1963) - *Résultats des recherches sedimentologique et sedimentaires petrografiques effectuées dans le flysch de la Slovaquie Orientale.* Asoc. geol. Carpato-Balc. Congr. V 1961, vol. III/1, Bucureşti.

DURIEUX L. (1957) - *Application de la technique d'empreintes de carbone a la sistematique de Coceolithophoricés fossiles.* C.R. Acad. Science, 244, Paris.

EINSELE G. (1992) - *Sedimentary Basins, Evolution, Facies, and Sediments Budget.* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

ELLOUZ N., ROCA E. (1994) – *Palinspastic Reconstructions of the Carpathians and Adjacent Areas since the Cretaceous: a Quantitative Approach.* F. Roure (Editor) and Éditions Technip, Paris.

ELLOUZ N., ROURE F., SĂNDULESCU M., BĂDESCU D. (1994) - *Balanced cross sections in the eastern Carpathians (Romania): a tool to quantify Neogene dynamics.* In: Roure, F., Ellouz, N., Shein, V.S., Skvortsov, I. (Eds.), Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins, International Symposium Moscow 1992 Proceedings. Technip, Paris, pp. 305–325.

FILIMON TH., ALBU ELENA (1957) - *Raport geologic preliminar asupra regiunii Putna-Suceviţa (Bucovina 1956).* Raport geologic nr. 246, Bucureşti.

FILIPESCU G. M. (1955) - *Vederi noi asupra tectonicii Flişului Carpaţilor Orientali.* Rev. Univ. Bucureşti, seria Şt. nat. 6-7, Bucureşti.

FILIPESCU M. (1934) - *Condiţiunile de formare a depozitelor oligocene din Carpaţii Orientali.* Bul. Soc. Stud. St. Nat., an IV.
FILIPESCU M. (1936) - *Recherches géologigues entre la vallée de la Doftana (District Prahova).* An. Inst. Geol. Roum. XVII. Bucarest.
FILIPESCU M. (1937) - *Sur la presance de certaines roches phosphatiques dans l'Eocene de Sotrile.* C.R. de S., Inst. Geol. Rom., Tom XXI (1932-1933), Bucureşti.
FILIPESCU M. (1961) - *Problema limitei inferioare şi superioare a paleogenului în Carpaţii Orientali.* An. Univ. C.I. Parhon, seria St. Nat. Geol. Geogr. 27, X, Bucureşti.
FILIPESCU M.G., GRIGORESCU D. (1966) - *Contribuţii la cunoaşterea faunei cretacice din flişul Carpaţilor Orientali.* St. şi Cerc. Geol. Geogr. 2-T 11, Bucureşti.
FILIPESCU M., SOCOLESCU D. (1967) - *Cercetarea de şisturi bituminoase din Carpaţii Orientali, Carpaţii Meridionali şi Bazinul Transilvaniei.* Arh. Inst. Geol. de prospecţiuni, Bucureşti.
FILIPESCU M., HUMĂ I. (1971) - *Contribuţii la studiul substanţei organice din formaţiunile geologice ale unităţii externe a flişului situată la sud de Piatra Neamţ.* St. şi Cerc. de Geol. Geof. Geogr., seria Geol., tom 16/2, Bucureşti.
FLOREA F. F. (1979) - *Proiect geologic pentru cercetarea şisturilor bituminoase oligocene din flişul extern al Carpaţilor Orientali.* Arh. S.C. Gomold S.A., Câmpulung Moldovenesc.
FLOREA F. F. (1981) - *Proiect geologic privind continuarea cercetării şisturilor disodilice bituminoase din perimetrul Izv. Sucevei-valea Moldovei.* Arh. S.C. Gomold S.A., Câmpulung Moldovenesc.
FLOREA F. F. (1982) - *Asupra cercetărilor intreprinse de către IPEG Suceava in vederea punerii în evidenţă a unor rezerve de bitumolite din depozitele de fliş ale C.O.* Lucr. ses. st. "Gr. Cobălcescu", Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi.
FLOREA F. F. (1990) - *Contribuţii la studiul nannoplanctonului din depozitele cu Glycimeris (bazinul văii Sucevita).* Ses. de com. st. "Gr. Cobălcescu" , Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi.
FLOREA F. F. (1999) – *Studiul flişului paleogen dintre Sucevita şi Putna.* Rezumatul tezei de doctorat, Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi.
FLOREA F. F., CĂLŢARU T. et al. (1983) - *Raport geologic cu situaţia rezervelor de şisturi bituminoase din perimetrul Izv. Sucevei - valea Moldovei, jud. Suceava şi Rîşca, Neamţ (jud. Neamţ) la 1.01.1984.* Arh. S.C. Gomold S.A., Câmpulung Moldovenesc.
FOLK R. L. (1974) – *Petrology of sedimentary rocks.* Hemphill's, austin, Texas.
FRUNZESCU D. (1989) – *Studiul condiţiilor de zsedimentare al Orizontului inferior al gresiei de Kliwa din Oligocenul Pintenul de Văleni.* Rev. Mine, petrol, gaze, 40. nr. 6, Bucureşti.
FRUNZESCU D., BACARAN V. (1990) - *Microspores de champignons dans l'horizon superieur du grés de Kliwa d'Eperen de Văleni.* Rev. roum. geol. geogr. geoph. Tom 34, Bucureşti.
GARTNER S. (1965) - *Upper cretaceous nannofosils from Texas and Arkansas unir Kansas.* Paleont. Contr.
GARTNER S. JR. (1968) - *Coccoliths and related calcareous nannofosils from upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas.* The Univ. of Kansas Paleont, Contrib. 48 Protista art. 1, Kansas.
GELATI R., NICORA A. (1974) - *La limite Oligocé-Miocéne dans la bassin tertiare du Piemont (Italie septentrionale).* V-e Congres Neog. Medit. Lyon 1971. Mem. B.R.G. M. 78,2, Paris.

GEROCH S., JEDNOROWSKA A. (1967) - *Stratigraphy based upon microfauna in the Western Ksiazkiewicz, Liszkowa Ipolish Carpations.* Bull. Inst. Geol. 211, Warszawa.

GIGLIUTO GIOCONDA LISA, GRASU C., LOIACONO F., MICLĂUȘ CRINA, MORETTI E., PUGLISI D., RAFFAELLI GIULIANA (2004) – *Provenance changes and sedimentology of the Eocene-Oligocene „Moldovița lithofacies" of the Tarcău Nappe (Eastern Carpathians, România).* Geologica Carpathica, 55, 4, Bratislava.

GHESKO V.V., GRISKEVICI G.N., PETRASKIEVICI M.I. (1963) - *Despre relațiile dintre faciesurile flișului și molasei.* As. Geol. Carp.-Balc. Congr. V, București.

GHETA N., POPESCU B., LEU M. (1976) - *Reticulofenestra ornata Müler a marker nannoplankton species in the middle oligocene. Rev. roum. de geol. geof. geogr.* Editura Acad. R.S.R., Tom 20, nr. 1.

GHIVULESCU MARIA (1982) - *Studiul comparației cenușilor de șist bituminos din zona Carpaților Orientali, I.C.P.I.L.A. București.* Arhiva SC Geomold SA, Campulung Moldovenesc.

GORKA HANA (1957) - *Coccolithophoridae z. gornego Mastrychtu Polski srodkowi.* Acta paleont. polonica 2 (2-3), Warszawa.

GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D., IONESI L. (1975) - *Considerații geologice și geochimice asupra rocilor bituminoase oligocene dintre pârâul Calu și Tazlău.* Lucr. stat "Stejarul" geol.-geogr., VI, Piatra Neamț.

GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D., IONESI L. (1976) - *Considerații geologice și geochimice asupra rocilor bituminoase oligocene dintre pârâul Cuejdiu și Ozana.* An. Muz. Șt. Nat. Piatra Neamț, geol.-geogr., III, Piatra Neamț.

GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D., IONESI L. (1978) - *Considerații geologice și geochimice asupra rocilor bituminoase oligocene dintre pârâul Ozana și Suha Mare.* An. Muz. Șt. Nat. Piatra Neamț, geol.-geogr., IV, Piatra Neamț.

GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D., IONESI L. (1979) - *Considerații geologice și geochimice asupra rocilor bituminoase oligocene dintre pârâul Calu și Cuejdiu.* Lucr. stat "Stejarul" geol.-geogr., VII, Piatra Neamț.

GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D. (1981) - *Quelques considérations pétrogénétiques sur les dysodyles oligocénes des Carpates Orientales roumaine.* An. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, Tom XXVII-s II b.

GRASU C., APETROAIE N., FLOREA F. F. (1981) - *Considérations petrogénétiques sur les calcaires de Saslo du flisch des Carpates Orientales.* An St. Univ. "Al. I Cuza" Iași, Tom XXVIII.

GRASU C., CATANĂ C. (1983) - *Consideration pétrographiques sur la formation de Jgheabu Mare de la demi-fenêtre Bistrita (Carpates Orientales).* An. St. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, Tom XXIX, b II b.

GRASU C., CATANĂ C., UNGUREANU G. (1983) - *Formation d'Izvor de la demi-fenétre Bistrița, consideration petrographiques.* An. St. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, Tom XXIX-s II b.

GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D. (1988) - *Flișul carpatic. Petrografie și considerații economice.* Ed. tehnică, București.

GRASU C., CATANĂ C., MICLĂUȘ CRINA, BOBOȘ I. (1999) – *Molasa Carpaților Orientali. Petrografie și sedimentogeneză.* Ed. Tehnică, București.

GRASU C., JURAVLE D.-T. (2005) – *A study on the diapir character of Doamna-Horaița major anticline of Biostrița half-window in the Eastern Carpathians.* An. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, seria Geologie, Tomul LI, 2005, Iași.

GRASU C., MICLĂUȘ CRINA, BRÂNZILĂ M., BOBOȘ I. (2002) – *Sarmațianul din sistemul bazinelor de foreland ale Carpaților Orientali.* Ed. Tehnică, București.

GRIGORAŞ N. (1947) - *Geological compilation map of the Eastern Charpatians in Moldavia and Bucovina.* Arh. T.E.G. nr. 396, Cîmpina.

GRIGORAŞ N. (1950) - *Roci bituminoase în formaţiunile geologice ale R.P.R.* An. Univ. Parhon 9, Bucureşti.

GRIGORAŞ N. (1957) - *Rolul depresiunilor premontane în formarea rocilor bituminoase din R.P.R.* An. Univ. Parhon 13, Bucureşti.

GRIGORAŞ N., FILIPESCU M., DUMITRESCU C., SOCOLESCU D. (1971) - *Rezultatele cercetării unor şisturi bituminoase din Carpaţii Orientali şi Meridionali.* Petrol şi gaze 4,22, Bucureşti.

GRUZMAN A.D., MAKSIMOVA A.V., REIFMAN L.M. (1962) - *In legătură cu limita inferioară a Oligocenului în Carpaţii Orientali,* N.G.G. nr. 9/1962 (Trad. din Dakl AK Nauk S.S.S.R. 145, 5/1962, Moskwa.

HANZLIKOVA E. (1965) - *Microbiostratigraphy of the Outer Flisch zone of the Gechoslowak Carpathians, Carp. Balk.* Geological Ass. XII Congr. sept. 1965. Reports Part II.2., Sofia.

HAQ B.U. (1972) - *Paleogene calcareous nannoflora. Part. IV. Paleogene nannoplankton biostratigraphy and evoluţionary rates in Cenozoic calcareous nannoplankton.* Stockholm contrib. in geol. XXV, Stockholm.

HAY W. W., TOWE K. M. (1963) - *Microrhabdulus belgicus a new species of nannofossil.* Micropal. 9(1), New York.

HAY W. W., MOHLER H. P. (1967) - *Calcareous nannoplankton from early Terţiary rocks at Pont Labau, France and Paleocene-early Eocene corelation.* Journ. Paleont. 41 (6), Menasha, Wisconsin.

HORWITZ L. (1932) - *Quelques nouvelles observations concernant la subdivision des couches de Krosno (Oligocéne).* Bull. Serv. Geol. Pologne vol. VII 1932, Warsovie.

ION JANA (1982) - *Etude micropaléontologique (foraminifères planctonique) du crétacé supérieur de Tara Bîrsei (Carpates Orientales).* Mem. Inst. Geol., vol. XXXI.

ION JANA (1970) - *Zone foraminifères dans l'Albian-Senonien des Carpates Orientale.* D.S. L XII, Bucarest.

ION SĂNDULESCU JANA (1975) - *Microbiostratigraphie, associations et zones à foraminifères du crétacé du flysch externe des Carpates Orientales (Roumanie).* Revista Espagnola de Micropal., Madrid.

IONESI BICA (1969) – *Cercetări geologice în regiunea dintre valea Sucevei şi pîrîul Voitinel.* An. şt. ale Univ. " Al. I. Cuza" Iaşi (serie nouă), secţ. 11, b, Geologie, tom XV, Iaşi.

IONESI BICA, IONESI L. BARBU N (1971) - *Orizontarea depozitelor fluvio-deltaice din partea vestică a podişului Sucevei şi semnificaţia ei paleomorfologică.* An. St. Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi.

IONESI BICA, IONESI L., BARBU N (1971) - *Date noi privind vîrsta pietrişurilor din partea vestică a. podişului Sucevei.* Lucr. st. cadre didactice, Inst. Ped. Suceava.

IONESI L. (1961) – *Geologia regiunii Gura Humorului – Poiana Micului.* Anal. şt. Univ "Al. I. Cuza", s II, VII/2, Iaşi.

IONESI L. (1963) - *Sur quelques grands Foraminifères du Flysch paléogène et leur importance stratigrafique.* Assoc. geol. Carp.-Balc., Congres V 1961, vol. III/1, Bucureşti.

IONESI L. (1967) – *Contribuţii la stratigrafia flişului paleogen.* Anal. şt. Univ. "Al. I. Cuza", s II, Geol. – Geogr., XIII, Iaşi.

IONESI L. (1968) - *Cu privire la nomenclatura utilizată în flişul Carpaţilor Orientali.* An. şt. ale Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi, Secţiunea II-b) Geol. geografie, Tom XIV.

IONESI L. (1969) – *Asupra prezenței Biarritzianului în flișul extern din bazinul văii Moldovei.* Anal. șt. Univ."Al. I. Cuza", s II, Geol. – Geogr., XV, Iași.

IONESI L. (1971) - *Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei.* Editura Academiei R.S.R., București.

IONESI L. (1971) – *Associations de grands Foraminifères du flysch Paléocène – éocène des Carpathes Orientales et leur importance stratigraphique.* Ann. Inst Geol. Publ. Hung., LIV/4, I, Budapest.

IONESI L. (1974) - *Paleocenul din flișul extern carpatic.* An. St. ale Univ. "Al. I. Cuza" Iași, secț. Geologie, Tom XX.

IONESI L. (1975) - *Limite Maestrichtien-Palèocéne et Cuisien numulitiques dans les flysch de Bucovine (Excursion L. Guide micropaleontologique du mésozoique et de tertiare des Carpates Roumaines*-14th European Micropaleontological colloquium, București.

IONESI L. (1975) – *Asupra vârstei stratelor de Lupoaia din Flișul Extern.* Lucrările stațiunii Stejarul, Piatra Neamț.

IONESI L. (1979) - *Dovezi noi în sprijinul "Semiferestrei Gura Humorului".* An. St. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, Tom XXV S II-b.

IONESI L. (1980) - *Unele aspecte privind depozitele oligocene și miocene unferioare din sinclinalul Vîrvăta (semifereastra Gura Humorului).* An. St. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, Tom XXVI S. II-b.

IONESI L. (1981) - *Asupra limitei Eocen-Oligocen în flișul extern carpatic.* Univ. "Al. I. Cuza" Iași, Lucrările sesiunii științifice "Grigore Cobălcescu".

IONESI L. (1982) – *Asupra limitei Eocen – Oligocen în Flișul extern carpatic.* Manuscris, Iași.

IONESI L. (1986) - *Signification litostratigraphique du calcaire de Jaslo dans le flysch externe carpatique.* An. st. Univ. "Al. I. Cuza", Tom XXXII S.II.b., Geol.-Geogr., Iași.

IONESI L. (1987) - *Stade de connaissance de la limite Paléocène-Éocène dans le flysch externe carpatique.* An. st. Univ. "Al. I. Cuza", Tom XXXIII, S II b, Iași.

IONESI L. (1989) - *Sur la présence de queques bentonites dans l'éocene superieur du flysch externe carpatique.* An. St. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, Tom XXXV S-II-b.

IONESI L. (1991) - *Miocene de la partie centrale et nord des nappes de Tarcău et de Vrancea (Carpates Orientales).* An. st. Univ. "Al. I. Cuza", Tom XXXVII, S II b, Iași.

IONESI L. (1997) - *Formation de Runcu des nappes de Vrancea et de Tarcău.* An. st. Univ. "Al. I. Cuza", Tom XLII-XLIII, Iași.

IONESI L. (1997) – *The mollusks from paleogene formations of Tarcău and Vrancea nappes (Eastern Carpathians).* Acta Paleont. Romaniae, 1, București

IONESI L. (1999) – *Nummulites de formations éocènnes du Flich extern des Carpathes Orientales et leur importance biostratigraphique.* Acta Paleont. Romaniae,v. 2, București.

IONESI L. (2004) – *Pânza de Audia din sectorul nordic al Carpaților Orientali. Aspecte tectonice.* Sub tipar.

IONESI L., CATANĂ C. (1973) - *Considerații geochimice asupra unor roci bituminoase oligocene din valea Slănicului și valea Oituzului.* St. și cerc. șt. înst. Ped. Bacău, geol.-geogr. Bacău.

IONESI L., GRASU C. (1976) - *Asupra prezenței Unității Vrancea între Suha Mare și Nemțișor.* An. Muz. de St. Nat. Piatra Neamț, seria Geologie-Geografie.

IONESI L., TOCORJESCU M. (1968) - *Date microfaunistice asupra limitei Cretacic superior -Paleogen în flișul extern din bazinul văii Moldovei.* Anal. St. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, Tom XIV.

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

IONESI L., URSE RODICA (1971) - *Contribuţii la studiul geochimic al rocilor bituminoase oligocene din semifereastra Bistriţei.* Lucr. stat "Stejarul" geol.-geogr. IV, P. Neamţ.

IONESI L., GHEŢA N. (1978) - *Vîrsta stratelor de Gura Soimului din semifereastra Humor.* Anuarul Muz. de St. Nat. P. Neamţ, seria Geologie-Geografie IV.

IONESI L. PETREUŞ I. (1978) - *Asupra unui tuf în stratele de Gura Soimului din semifereastra Gura Humorului.* An. St. ale Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi, secţ. II, Tom XXIV.

IONESI L., FLOREA F. F. (1981) - *Le nannoplancton du grès de Lucăceşti et les ménilites inferieurs et sa signification biostratigraphique.* An. St. Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi, Tom XXVII S-II-b.

IONESI L., FLOREA F. F. (1982) - *Contribution a la connaisance du nannoplancton de l'intervalle Couches de Plopu-menilites inferieures et sa signification pour l'etablissement de la limite Eocène-Oligocéne.* Simpozionul de paleobotanică-palinologie,Univ. Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca.

IONESI L., FLOREA F.F. (1983) - *Presance d'une faune à Glicimeris dans les ménilites inferieurs.* An. St. Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi, Tom. XXIX S-II-b.

IONESI L., FLOREA F. F. (1984) - *Quelques aspects concernant la litostratigraphie et la structure du flysch externe du bassin de la Sucevita.* An. St. ale Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi, Tom XXX S-II-b.

IONESI L., BOGATU L. (1986) - *Contribuţii asupra litostratigrafiei şi biostratigrafiei Formaţiunii de Gura Şoimului din Semifereastra Bistriţa.* An. Muz. de St. Nat., Piatra Neamţ.

IONESI L., GRASU C. (1986) - *Unité de Vrancea entre la vallée du Tazlău et la vallée de la Suceava.* An. Muz. de ştiinţe naturale, Piatra Neamţ, Seria geologie-geografie, V (1980-1982).

IONESI L., FLOREA F., PRODAN. I (1988) - *Studiul gresiei de Kliwa dintre pîrîul Soarec şi rîul Sucevita.* An. Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi, Tom. XXXIV S-II-b.

IONESI L., MÉSZÁROS N. (1989) - *Le nannoplancton de la formation d'Ardeluţa et sa signification biostratigraphique.* The oligocene from the Transilvanien Bassin, Cluj-Napoca.

IONESI L., MÉSZÁROS N. (1989) *Sur la limite Oligocene-Miocene dans le flysch carpatiquq.* The Ologocene from the Transilvania basin, Cluj-Napoca.

IONESI L., MÉSZÁROS N., FLOREA F. (1989) - *Contribution à l'etude du nannoplancton de la formation de Lupoaia..* An. Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi, Tom. XXXV S-II-b.

IONESI L., TURCULEŢ I., GRASU C., BRÂNZILĂ M. et al. (1988-1990) - *Studiul geologic şi geochimic al unor formaţiuni eocene inferioare, din flişul extern carpatic, în vederea stabilirii conţinutului în P_2O_5.* Arh. SC Gomold SA, Campulung Moldovenesc

IONESI L., FLOREA F. F. (1991) - *Contribuţii litostratigrafice şi sedimentare asupra formaţiunii cu inoceram.* Studii şi cercetări geologice, Academia Română, Tom 41.

IONESI L., MÉSZÁROS N. (1995) - *Nannoplanctonul calcaros din formaţiunea de Straja şi semnificaţia sa biostratigrafică.* Stud. Cerc. Geol., Academia Română, Tom 40, Bucureşti.

IONESI L., MOISESCU V., MELINTE M. (1995) - *Au sujet d'une lumachelle à mollusques de la formation de Bisericani (le flysch externe des Carpates Orientales).* Rom. J. Paleont., Bucureşti.

IONESI L., BOGATU L., MELINTE MIHAELA (1999) – *Limita Oligocen – Miocen în Pânza de Vrancea (Semifereastra Sucevita).* Rev. minelor nr.6/1999

IONESI L., BOGATU L., MELINTE MIHAELA (1999) - *Limita oligocen-miocen în pânza de Vrancea (semifereastra Sucevița).* Revista Minelor nr. 6, vol. 99, serie nouă, București.

IONIȚĂ I., JURAVLE D.-T. (2002) - *Considerații geomorfologice preliminare asupra văii Sucevei.* Comunicare. Lucrările Seminarului Geografic „Dimitrie Cantemir", octombrie 2002, Tulnici - Vrancea, Univ. "Al. I. Cuza", Iași.

IONIȚĂ I., JURAVLE D.-T. (2002) – *Influența condițiilor geologice asupra evolutiei vaii Suceava.* Comunicare. Sesiunea anuală de comunicări științifice "Geografia în pragul unui nou mileniu", 16 noiembrie 2002, Universitatea Bucuresti.

IRA MARIANA, RUSU A. (1979) - *La limite Eocene-Oligocene en Transylvanie precisée d'apres les foraminiferes planctonique.* D. S. Inst. Geol., vol. LXVI, Bucu rești.

JANA ION, ANTONESCU EM, MIHAELA MELINTE, L. SZAS (1997) - *Upper Cretacens Integrated Biostratigraphy of Romania.* Acta. Pal. Rom. Bucharest.

JIPA C.D. (1977) - *Orogenesis and flysch sedimentation, Critical remarks on the alpine model.* D.S. ale șed., vol. LXVIII, București.

JOJA TH. (1953) - *Structura geologică a flișului marginal dintre văile Voivodeasa și Sucevița.* D.S. ale șed. Com. Geol., vol. XXXVIII (1949-1959), București.

JOJA TH. (1954) - *Structura geologică a flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei.* D.S. ale Com. Geol., vol. XXXVIII.

JOJA TH. (1954) - *Structura geologică a flișului marginal între văile Voivodeasa și Sucevița.* D.S. ale șed. Com. Geol., vol. XXXVII

JOJA TH. (1955) - *Flișul extern și Miocenul dintre Falcău și Bilca și la SV de Voitinelu.* D.S. ale șed. Com. Geol. al R.P.R., vol. XXXIX (1951-1952), București.

JOJA TH. (1957) - *Contribuțiuni la cunoașterea tectonicii flișului extern dintre Suceava și Putn.* Lucrările IPGG, București.

JOJA TH. (1960) - *Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii flișului extern din jurul comunei Brodina și de la fundul pîrîului Putna.* Bul. Inst. Petrol Gaze și Geologie VI, București.

JOJA TH. (1965) - *Asupra prezenței unui mulaj extern de amonit de pe un bloc de gresie din flișul de la Putna (Regiunea Suceava).* Bul. Inst. Petrol Gaze și Geol. București, vol. XIII.

JOJA TH., COSMA V., DUMITRESCU Z. (1960) - *Orizontarea flișului extern dintre Suceava și Sucevița și conținutul lor micropaleontologic.* Assoc. géol. Carpato-Balc., Congr. V, III/1, București.

JOJA TH., CHIRIAC M. (1964) - *Asupra prezenței unor amoniți în stratele de Hangu din flișul extern de la Putna.* Stud și cerc. de geol. vol. 9. 1, București.

JOJA TH., IANCU GH., POPOVICI M. (1967) - *Principalele rezultate de ordin stratigrafic și tectonic ale forajelor Comitetului Geologic de la Putna (Regiunea Suceava).* D.d.S. vol. LII, partea a II-a, București.

JOJA TH., ALEXANDRESCU GR., BERCIA I., MUTIHAC V.(1968) - *Notă explicativă la harta geologică, sc. 1:200.000, foaia Rădăuți.* Inst. de Geol. și Gerof. București.

JOJA TH., MUTIHAC V., MUREȘAN M. (1968) - *Crystalline Mesozoic and Flysch complexes of the East. Carpathians (Northern Sector).* Guide to excursion 46 AC Roumania, International geological congress XXIII session Prague, 1968.

JOJA TH., MANOLIU EUGENIA (1978) – *Asupra prezenței unor macroforaminifere în orizontul calcarului de Pasieczna, din flișul eocen de la Gura Putnei, pe valea Sucevei.* Stud. Cerc. Geol., 23/1, București

JUCHA ST., KOTLARCZYK J. (1961) - *Seria menilitowa-Krosniensca W. Karpatach fliszowych.* Polska Acad. Nauk, Warszawa.

JURAVLE D.-T. (2002) – *Observatii geomorfostructurale la contactul Depresiunii Rădăuţi cu Obcina Mare.* Comunicare. Lucrările Seminarului Geografic „Dimitrie Cantemir, oct. 2003, Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi

JURAVLE D.-T. (2002) – *Nisipurile volhiniene din zona Vicovul de Jos – Voitinel – Gălăneşti (rama nord-vestică a Depresiunii Rădăuţi).* Factori şi procese pedogenetice din zona temperată, Editura Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, I. S. S. N. 1582-4616, Iaşi.

JURAVLE D.-T. (2002) – *Fauna volhiniana din zona Vicovul de Jos – Voitinel – Gălăneşti (rama nord-vestică a Depresiunii Rădăuţi).* Consideraţii biostratigrafice şi paleoecologice. Factori şi procese pedogenetice în zona temperată, Ed. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, I. S. S. N. 1582-4616, Iaşi.

JURAVLE D.-T. (2002) – *Contactul dintre unităţile de platformă si orogen în Valea Sucevei.* Comunicare. Conferinta Internaţionala "Dezvoltare durabilă si cooperare transfronalieră în bazinul inferior al Dunarii", 1-3 noiembrie 2002, Universitatea Craiova.

JURAVLE D.-T. (2003) – *Unele aspecte ale relaţiei substrat geologic – relief în zona Brodina – Putna – Straja, V. Sucevei.* Comunicare. Simpozionul de Geografie al Acad. Rom., Filiala Iaşi, 18 oct. 2003, Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi.

JURAVLE D.-T. (2003) – *Structura geologică a bazinetelor din nordul Obcinei Mari, Bazinul Sucevei.* Comunicare. Seminarul geografic "Dimitrie Cantemir" ed. XXIII, 24-26 oct. 2003, Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi.

JURAVLE D.-T. (2003) – *Unele aspecte ale dinamicii versanţilor din bazinul Brodinei (bazinul Sucevei).* Comunicare. Seminarul geografic "Dimitrie Cantemir" ed. XXIII, 24-26 oct. 2003, Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi.

JURAVLE D.-T. (2003) – *Nannoplanctonul din formaţiunea calcarului de Doamna dintre Suceava şi Suceviţa.* Comunicare. Simpozionul Naţional "Grigore Cobălcescu" – 140 de ani de învăţământ geologic la Iaşi, 25-26 oct. 2003, Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi.

JURAVLE D.-T. (2005) – *Lamele de rabotaj ale unităţilor şi subunităţilor tectonice ale flişului extern din Valea Sucevei.* Comunicare. Simpozionul Naţional „Grigore Cobâlcescu"., 29-30 octombrie, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

JURAVLE D.-T. (2005) – *Probleme privind corelarea unităţilor şi subunităţilor tectonice ale flişului extern dintre Valea Sucevei şi Valea Sucevitei.* Comunicare. Simpozionul Naţional Grigore Cobâlcescu., 29-30 octombrie, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

JURAVLE D.-T. (2005) – *Notă privind aplicarea criteriului morfotectonic în tipologia reliefului carpatic în Geomorfologia României (Posea, 2002).* Comunicare. Seminarul Geografic "Dimitrie Cantemir", ed. XXVI-a, 28-29 octombrie, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

JURAVLE D.-T. (2005) – *Evoluţia geotectonică mio-pliocenă a terenurilor est-carpatice şi efectele acesteia în relieful actual.* Seminarul Geografic "Dimitrie Cantemir", ed. XXVI-a, 28-29 octombrie, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi. ISSN 1222-989X.

JURAVLE D.-T. (2006) – *Formaţiunea de Scorbura din Pânza de Tarcău.* Comunicare. Sipozionul Naţional "Grigore Cobălcescu", 28-29 oct. 2006, Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi.

JURAVLE D.-T., ANDRONE DELIA (2005) – *Unele aspecte privind evoluţia paleogeografică a Văii Sucevei.* Lucrările Seminarului geografic „Dimitrie Cantemir", ed. XXIV, 24-26 oct. 2004, Univ. „ Al. I. Cuza" Iaşi, Iaşi.

JURAVLE D.-T., URSU A., CĂPĂŢÂNĂ V. (2005) – *Paleogeografia postmoldavică a zonei de la contactul treptelor carpatică / subcarpatică din bazinul Putnei (Jud. Vrancea) şi reflexul acesteia în relief.* Comunicare. Seminarul Geografic "Dimitrie Cantemir", ed. XXVI-a, 28-29 octombrie, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

JURAVLE D.-T., FLOREA FLORINEL FĂNICĂ (2006) – *Formațiunea de Surcele din Pânza de Tarcău (Bazinul sucevei).* Comunicare. Sipozionul Național "Grigore Cobălcescu", 28-29 oct. 2006, Univ. "Al. I. Cuza", Iași.

JURAVLE D.-T., FLOREA F. F. (2006) – *Formațiunea de Arșița din Lama de rabotaj Arșița.* Comunicare. Sipozionul Național "Grigore Cobălcescu", 28-29 oct. 2006, Univ. "Al. I. Cuza", Iași.

JURAVLE D.-T.,URSU A., NIACȘU L. (2006) – *Comparații morfo-lito-structurale în bazinele Sucevei și Putnei vrâncene (Munții flișului).* Comunicare. Sesiunea anuală de comunicări, 18 noiembrie 2006, Universitatea București.

KELLER GERTA, MADILE MARINA (1988) - *Late Eocene to Oligocene events : Molino de Cobo, Betic Cordillera, Spain.* Revista Espanola de Micropaleontologica, vol. XX, num. 3.

KLJUSHNIKOV M. N. (1964) - *L'Eocène supérieur d'Ukraine et la problème du Lattortien.* Coll. Paléog., Bordeaux (1962). Mem. B.R.G.M. 28, Paris.

KOROBKOV A. I. (1964-) - *Contribution a l'etude de la limite entre l'Eocène et l'Oligocène.* Coll. Palèog. Bordeaux. Mem. B.R.G.M. 28, Paris.

KOSZARSKI L. (1963) - *Types fondamentaux des dépôts et principales étapesde leur developpement dans le geosynclinal du Flysch des Carpates Septentrionales.* Assoc. geol. Carp.-Balc. Congr. V 1961, vol. III/1, București.

KOSZARSKI L., ZYTKO V. (1965) - *Le problème de la profondeur de la mer du geosynclinal Karpartique de flisch.* Reports Part. II Sect. of stratigraphy litology and paleontology vol. 2 Karp.-Balc Ass. VII Congres-sept. 1965, Sofia.

KOTLARCZYK J. (1961) - *Caracteristic litologic horizon of the Lawer Paleogene in the Bircza Region.* Bull. Ac. Pol. Sc. seria Geol. et Geogr. IX 2, Warszawa.

KSIAZKIEWICZ M. (1948) - *Current belding in Carpathian Flysch.* Rocz. Pol. Tow. Geol, Tom XVII, Krakow.

KUENEN PH. H. (1965) - *Nisipurile de mare adîncă și turbiditele vechi.* Rev. de referate și recenzii, Geol. Geogr. 8, București.

KULCITKI I.O. (1959) - *Flișul cretacic și paleogen din partea de sud-est a Carpaților Orientali,* Geol. Sbornic 5-6 1958, Lwow.

LAFARGUE E., ELLOUZ N., ROURE F. (1994) – *Trust-controlled exploration plays in the outer Carpathians and their foreland (Poland, Ukraine and Romania).* First break vol 12, no 2, february 1994/69.

LEBENZON C. (1972) - *Nanoplanctonul calcaros din stratele de Podul Secul și orizontul bazal al Gresiei de Fusaru din Valea Tărcuța (cursul superior al văii Tarcăului).* D.S. ale șed. Inst. Geol., vol. LIX, București.

LEBENZON C. (1972) - *Nannoplanconul calcaros al depozitelor oligocene și miocene inferioare din cursul superior al văii Tărcuța (valea Tărcuța și valea Răchitiș).* D.S. ale șed. Inst. geol., vol. LIX, București.

LEBENSON C. IANOLIU C. (1973) - *Limita Eocen-Oligocen în dealul Hoia din Cluj stabilită cu ajutorul nannoplanctonului.* St. Univ. "Babeș-Bolyai", sev. geol. min. fasc. 1, Cluj-Napoca.

LUPU N. (1937) - *Bazinul Rădăuțului.* Lucr. soc. geogr. "D. Cantemir", Iași.

MÜLLER C. (1974) - *Calcareous nannoplankton from mid Tertiary stratotypes.* V Congres Neog. Mèdit. Lyon, 1971, Mem. B.R.G.M. 78.1., Paris.

MACAROVICI N. (1949) - *Limita estică a Mediteranului dintre rîurile Suceava si Bistrița.* Rap. Com. Geol. R.P.R., București.

MACOVEI G. (1927) - *Aperçu géologique sur les Carpates Orientales, Guide des Excursions,* Assoc. pour l'avencement de l géologie des Carpates 2eme réunion, București.

MACOVEI G. (1932) *Originea petrolului din Carpații Orientali și rocele lui mame.* Com. prez. la Congr. A.S.I.T. din ind. Minieră, iunie 1931, București.

MACOVEI G., ATANASIU I. (1934) - *L'evolution geologique de la Roumanie.* An. I.G.R, vol. XVI.

MALATA EWA (1981) - *The stratigraphy of the Măgura nappe in the western part of the Beskid Wisoxi Mts.* Poland, based on microfauna, Biul. Inst. Geol. 331 XXI, Warszawa.

MANGIN J. PH. (1961) - *Remarques sur la notion d'etage a propos de l'Ilerdien et du Biarritzien.* C.R. somm. Soc. Géol. Fr., VIII, Paris.

MARSCHALER R. (1963) - *Recherches sédimentologiques des lithofaciès marginaux du Flysch des Carpates Centrales (Cerna Gora du N et Branisko de l'Est).* Assoc. geol. Carpato-Balc. Congr. V 1961, vol. III/1, Bucureşti.

MARTINI E. (1969) - *Nannoplankton aus dem Latdorf (locus typicus) und weltweite Parallelisierungen im oberem Eozän und unteren Oligozän.* Senk. leth. 50 (2/3), Frankfurt am Main.

MARTINI E., RITZKOWSKI S. (1968) - *Wais das "Unter Oligocän" Nachr. Acad. Wiss.* Göttingen II, Math. Phys. K 1968, Göttingen.

MARTINI E., RITZKOWSKI S. (1970) - *Stratigraphische Stellung der obereozänen sande von Mandrikovka mit Hilfe des fossilen Nannoplanktons.* Nowsl. Stratigr. 1,2, Leiden.

MARTINI E., FAHLBUSCH V., HAGN H. (1986) - *The Eocene/Oligocene boundary and the Latdorfian (Lewer Oligocene) A statement by the German subcommission on Tertiary Stratigraphy.* Newsl. Stratigr. 17 (1), Berlin-Stuttgart.

MARTINI L. (1971) - *Standard terţiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation, Proc. II Plankt.* Conf. Roma, II, Roma.

MATEI V. et al. (1969) - *Raport asupra prospecţiunilor geologice din zona V. Sucevei-V. Trotuşului.* Arh. S.C. "Prospecţiuni" S.A.

MAŢENCO L., BERTOTTI G. , CLOETINGH S., DINU C. (2003) - *Subsidence analysis and tectonic evolution of the external Carpathian–Moesian Platform region during Neogene times.* Sedimentary Geology 156 (2003), 71–94. ELSEVIER.

MAYZON N. (1965) - *Orizonturile paleogene cu foraminifere din Ungaria.* Acta-geol., hung. 7., fasc. 3-4 1963 din Rev. de referate şi rec. geol. geogr. 2.1, Acad. R.S.R., Bucureşti.

MELINTE MIHAELA (1993) - *Contribuţii la stabilirea limitei Oligocen - Miocen în Pânza de Tarcău din bazinul văii Buzăului pe baza asociaţiilor de nannoplancton calcaros.* Rom. Stratig. 75 Bucureşti.

MELINTE MIHAELA CARMEN (2005) - *Oligocene palaeoenvironmental changes in the Romanian Carpathians, revealed by calcareous nannofossils.* Studia Geologica Polonica, vol. 124, Kraków. Methods and Applications in Micropalaeontology, Edited by J. Tyszka, M. Oliwkiewicz-Miklasiñska, P. Gedl & M. A. Kaminski.

MELINTE MIHAELA CARMEN, JIPA DAN (2005) - *Campanian–Maastrichtian marine red beds in Romania: biostratigraphic and genetic significance.* Cretaceous Research 26 (2005) 49–56.

MÉSZÁROS N., GEORGESCU C., ROIBAN M .(1967) - *Eocenul şi baza oligocenului în regiunea Ileanda Mare-Poiana Blenchii.* Stud. Univ. "Babeş-Bolyai", serv. geol. geogr. 1, Cluj-Napoca.

MÉSZÁROS N., ILIESCU O., PETRE I. (1970) - *Unele consideraţiuni asupra limitei Eocen-Oligocen în forajele de la Jac-Lupoaia (valea Agrijului, jud. Sălaj).* D.d.S. Inst. geol. LV/4, Bucureşti.

MÉSZÁROS N., LEBENSON C., IANOLIU C. (1973) - *Limita Eocen-Oligocen în dealul Hoia din Cluj, stabilită cu ajutorul nannoplanctonului.* Stud. Univ. "Babeş-Boyai", serv. geol-minier, Cluj-Napoca.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

MÉSZÁROS N., LEBENSON C., SURARU N., IANOLIU C. (1975) - *Die mit hilfe des nannoplanktons durch – geführte abgrenzung des oligozäns im taledes Almas (nord-western des siebenbürgen-Beckens, Rumanien).* VITH Congress Regional Comittee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Bratislava.

MÉSZÁROS N., IANOLIU C., PION N. (1977) - *Nannoplanctonul din startele de Hida de la Hida şi semnificaţia lor startigrafică.* D.d.S. Inst. Geol., vol. LXIII.

MÉSZÁROS N., GHEŢA N., IANOLIU C. (1979) - *Nannoplankton zones in the paleogene deposits of the Transylvanian Basin.* Muzeul Brukenthal, Studii şi comunicări St. nat 23, Sibiu.

MÉSZÁROS N., MOGA V., IANOLIU C. (1987) - *Studying the various Groups of the fossil organisms of Leghia- Leghia Băi, The eocene from the Transylvanian basin.* Romania, Cluj-Napoca.

MÉSZÁROS N., NICORICI E. (1987) - *Problemes majeurs de la stratigraphie de l'éocéne de Roumanie dans la contexte de l'éocène europeen avec des referances au limites cretace-paleocene et éocène-oligocène, The eocene from the Transylvanian basin.* Romania, Cluj-Napoca.

MÉSZÁROS N., IANOLIU C., STRUSIEVICA E. (1991) - *Nannoplancton.* Universitatea "Babeş-Bolyai" Cluj-Napoca.

MICU M. (1973) - *Microfaciesul cu Pithonella orelis (Kaufmann) in cretacicul superior din semifereastra Bistriţei (Carpaţii Orientali).* D.S., vol. LIX 1972 Paleontologie, Bucureşti.

MICU M. (1981) - *Nouvelles données sur la stratigraphie et la tectonique du flysch externe du bassin de la Sucevita.* D.S. Inst Geol. Geof., vol. LXIV, Bucureşti.

MICU M. (1987) - *Eocene-Oligocene boundary in the East Carpathian Flysch-a case history, The eocene from the Transylvanian basin.* Romania, Cluj-Napoca.

MICU M., CONSTANTIN P. (1993) – *Contribuţii la geologia Semiferestrei Gura Putnei.* Rom. Journ. Stratigraphy, vol. 75, Inst. geol. geof., Bucureşti.

MICU M., CONSTANTIN P., POPESCU O. (1987) – *Asupra unor fosile paleogene din Pânza de Tarcău (Carpaţii Orientali).*D.S., vol 72-73/3, Bucureşti.

MICU M., GHEŢA N., TĂUTU ELENA, BRATU ELENA (1981) - *Contributions to the stratigraphy of the Tazlău basin paleogene (Bistrita half window east Carpatians).* D.S. Inst. geol. geof., vol. LXVIII/4, Bucureşti.

MICU M., GHEŢA N. (1986) - *Eocene-Oligocene boundary in România on calcareuos nannoplankton.* D.S. Inst. Geol. Geof., vol. 70-71/4, Bucureşti.

MICU M., MELINTE MIHAELA, CONSTANTIN P. (1993) - *Podu Morii Beds in the Tazlăul Sărat basin.* Rom. J. Stratig. 75, Bucureşti.

MIHĂILESCU V. (1963) *Carpaţii sud-estici de pe teritoriul R.P. Romîne.* Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

MIHĂILESCU ŞT. N., GRIGORE I. (1981) – *Resurse minerale pentru materiale de construcţii în România.* Ed. Tehnică, Bucureşti.

MOGA C., CHIRILĂ GH. ET AL. (1977) - *Raport geologic asupra prospecţiunilor geologice sc. 1:10.000 executate pentru şisturile bituminoase oligocene din flişul extern al Carpaţilor Orientali, Perimetrul Izv. Sucevei - V. Moldovei.* Arh. SC Geomold SA, Campulung Moldovenesc.

MOISE I. (1958) - *Analiza unor şisturi bituminoase din Carpaţii Orientali şi Meridionali.* Arh. Minist. Ind. Petrolului şi Chimiei, Bucureşti.

MOISESCU V. (1975) - *Stratigrafia depozitelor paleogene şi miocen inferioare din regiunea Cluj-Huedin-Romănaşi (NW-ul bazinului Transilvaniei).* An. Inst. Geol. Geof., vol. XLVII, Bucureşti.

MOISESCU V. (1978) - *Biostratigrafia şi corelarea depozitelor oligocene din regiunea Cluj (Transilvania de NV).* D.S. ale Sed. Inst. Geol. Geof., vol. LXIV 1976-1977-4, Bucureşti.

MOISESCU V., MESZAROŞ N. (1974) - *Faune à mollusques oligocenes de couches de Hoia et de Mera (NV de la Transylnanie) de la collection A. Koch).* Mémoires Inst. Geol., vol. XX, Bucureşti.

MOISESCU V., MELINTE M., FLOREA F., (1995) - *La faune à Glyemesis des marnes de Lingureşti (le flysch externe-Carpates Orientales)* Rom. J. Paleont, Bucureşti.

MRAZEC L., VOITESTI I.P. (1912) - *Contribuţii la cunoaşterea pînzelor Flişului.* An. I.G.R. V, Bucureşti.

MUŞAT V., RĂDULESCU I. (1956) - *Raport geologic preliminar asupra regiunii Vama - Poiana Micului - Solca (Bucovina).* Bucureşti.

MURGEANU G. (1937) - *Sur une cordillére anté-senonienne dans le geosynclinal du flysch carpatique.* C.R. de S. Inst. Geol. Geof. Rom., Tom XXI (1932-1933), Bucureşti.

MUTTI E. (1977) – *Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain).* Sedimentology 24, 107 – 131.

MUTTI E. (1992) – *Turbidite sandstone.* Agip S.p.A., Milano – Instituto di Geologia, Università di Parma, 1 – 275.

MUTTI E., SONNINO M. (1981) – *Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes.* Abstract, IAS 2nd Eur, Mtg, Bologna, 1981, 120-123.

MUTIHAC V., IONESI L - *Geologia României.* Editura Tehnică, Bucureşti.

NACU D., BOTEZ C., IONESI L., VOICULESCU N. (1970) - *Unele aspecte privind geochimia materiei organice în rocile bituminoase din bazinul văii Humorului,.*Studii şi cercetări, seria geol. 15/2, Bucureşti.

NEMKOV G.I., HLOPONIN N.K. (1956) - *Despre vîrsat seriei menilitice inferioare din Carpaţii Orientali.* An. Rom.-Sov. 3, Bucureşti.

NIŢĂ L.M., CATANĂ C. (1989) - *Consideration on some oligocene psammites from the external Flisch of eastern Carpathians Oligocene from the Transylvanian basin.* Cluj-Napoca.

OLARU L. (1975) - *Cercetări asupra distribuţiei stratigrafice a microflorei din flişul paleogen dintre Bistriţa şi Trotuş.* Rez. tezei de doctorat 1-25, Iaşi.

OLARU L. (1978) - *Cercetări asupra distribuţiei stratigrafice a microflorei din flişul paleogen dintre Bistriţa şi Trotuş.* Mèmoires Inst. Geol., vol. XXVII, Bucureşti.

OLARU L. (1990) - *L'evolution et l'adaption de la flore des angiospermes pendant le Cretacé superieur et le Paleocene dans les Carpates Orientales de Roumanie.* Rev. roum. Geol. Geogr. Tom 34, Geol.

OLSZEWSKA BARBARA (1981) - *Paleoecological caracteristics of small foraminifers from the Lower Eocene claystones with clinoptilolite from the Polish part of Outer Carpathians.* Biul. Inst. Geol. 331, Tom XXI, Warszawa.

OLSZEWSKA BARBARA (1981) - *On some assemblages of small foraminifers of the Windows series of Sopotnaia Mala, Mszana Dolna, Szczaw and Kleczany, Poland.* Biul. Inst. Geol. 331 T XXI, Warszawa.

PANIN N., MIHĂILESCU N. (1967) - *Direcţii de curenţi în flişul paleogen din Bucovina.* St. şi Cerc. de Geol. Geof. Geogr., seria Geol. 2, Tom 12.

PAPIU V. C. (1960) - Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Didactică. şi Pedag. Buc.

PAUCĂ M. (1957) - *Cercetări asupra faunei din şisturile menilitice.* An. Rom. Sov. 3, Bucureşti.

PAUCĂ M., COSMOVICI N. (1953) - *Moluşte fosile din Oligocenul de la Piatra Neamţ.* Bul. şt. (sect. biol.-geol.- agr.-geogr) V,4, Bucureşti.

PAULIUC S. (1962) - *Contribuţiuni la studiul texturilor superficiale ale gresiilor paleogene din zona externă a flişului Carpaţilor Orientali.* D.d.S. Com. Geol., Tom XLVI, Bucureşti.
PAVELESCU L. (1966) - *Petrografia rocilor sedimentare.* Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
PÂRVU G., MOCANU GH, HIBOMVSCHI C., GRECESCU A. (1977) – *Roci utile din România.* Ed. Tehnică, Bucureşti.
PERCH-NIELSEN KATHERINA (1985) - *Cenozoic calcareous nannofosils.*
PETREUŞ I. (1977) - *Petrologia rocilor sedimentare.* Curs litografiat. Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi.
PETTIJOHN J.E. (1975) - *Sedimentary Rocks.* Harper International Edition. New York.
POLONIC P., POLONIC GABRIELA (1967) - *Miocenul subcarpatic dintre Vale Sucevei şi Valea Cracăului.* D.S. Com. Geol. LII/3, Bucureşti.
POLONIC P., POLONIC GABRIELA (1968) - *Direcţii de transport în molasa helveţiană dintre Valea Sucevei şi valea Trotuşului.* D.S. Inst. Geol., vol. LIV/1 1966-1967.
POMEROL CH. (1986) - *Terminal eocene erents.* Elsevier science publishers B.V., Premoli Silva Amsterdam/ Holland.
POP P. G. (2000) – *Carpaţii şi Subcarpaţii României.* Ed. Presa Univ. Clujeană, Cluj-Napoca
POPESCU B., GHEŢA N. (1972) - *Nannoplanctonul calcaros din orizontul marnelor cu briozoare de la W de Cluj (Baz. Transilvaniei).* D.S. Inst. Geol. LVIII 1970-1971 3. Paleont., Bucureşti.
POPP A., SENES V., ROGL F., STEININGER F., CICHA I., BALDI T. (1974) *Principes de la subdivision stratigraphique de la Paratéthyscentrale.* Ve Congr. Néog. Médit., Lyon, 1971, Mem. B.R.G.M. 78,2, Paris.
PREDA D. M. (1940) - *Sur la presénce d'une tectonique cimmerienne dans les Carpathes Orientales.* C.R. Sc. I.G.R., T omXXIV 1935-1936, Bucureşti.
PREDA D. M. (1951) - *Structura Moldoviţa studiu geologic 1-I-1951. S.R.P. T.E.G, Bibl. S.R.P., nr. 276/429.* Bibl. T.E.G., nr. 465. M.G., Bucureşti.
RĂDULESCU D., ANASTASIU N. (1979) - *Petrologia rocilor sedimentare.* Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
REY R. (1964) - *Essai de corrélation entre diférents bassins de l'Oligocène, Coll. Paléog. Bordeaux 1962.* Mem. B.R.G.M. 28, Paris.
ROTH P. H. (1970) - *Oligocene Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy.* Editura geol. Helv. 63/3, Basel.
ROTH P. H., BAUMAN P., BERTOLINO V. (1971) - *Late eocene-oligocene calcareous nannoplancton from Central and Norten Italy Proc. II Plank.* Conf. Roma 1970, Roma.
RUSU A. (1980) - *Limita Paleogen/Neogen.* Simpozion I.G.G., Bucureşti.
RUSU A., POPESCU GH. (1969) - *Sur la limite Oligocène/Miocène dans le Bassin de Transilvanie.* Rev. Roum. Geol. Geofy. Geogr. Serie de Géol. XIII (2), Bucureşti.
SAMUEL O., HEDVIGA BYSTRICKA (1969) - *Stratigraphische korrelation der plankton-foraminiferen mit den nannoplankton des paleogens in den westkarpaten der Slowakei Geol.* Zbor.-Geol. Carpath., XIX, 1, Bratislava.
SANDERS A. E. CARLO, ANDRIESSEN P. A. M., CLOETINGH S. A. P. L. (1999) – *Life cycle of the East Carpathian orogen: Erosion history of doubly vergent critical wedgw assessend by fission track thermochronology.* Journal of Geophysical Research, vol. 104, no. B12.
SAVUL M. (1954) - *Geochimia vanadiului în R.P.R. VII. Sisturile oligocene, roce mume de petrol.* Acad. R.P.R., Filiala Iaşi, St. şi Cerc. ştiinţifice, anul V (1954).

BCU IAŞI - BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

SAVUL M., BOTEZ C., JEANRENAUD, IONESI L. (1958) - *Geochimia elementelor minore: Cu, Pb, Zn din flişul Paleogen în facies de Tarcău şi Fusaru-Valea Tarcăului (Carpaţii Orientali)*. St. şi cerc. şt. chim., Iaşi IX,1.

SAVUL M., BOTEZ C., IONESI L.,NACU AL. (1960) - *Distribuţia unor elemente în depozitele senoniene, eocene şi oligocene din flişul marginal al Carpaţilor Orientali din Moldova de nord - Valea Humorului.* St. şi cerc. şt. chim. XI, 2, Iaşi.

SAVUL M., BOTEZ C., IONESI L., OLARU D., NACU AL. (1962) - *Chimismul rocilor din flişul Paleogen în faciesul de tranziţie din Valea Moldoviţei-Moldova de Nord – pentru elementele Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn.* St. si cerc. Geol.., T VII, 3-4, Bucureşti.

SĂNDULESCU M. (1962) – *Stratigrafia şi tectonica molasei miocene din regiunea Valea Mare – Brezunţ – Oneşti.* D.S. Com. Geol.., XLVI, Bucureşti.

SĂNDULESCU M. (1972) – *Considerations sur les possibilitès de corréletion de la structure des Carpates Orientales et Occidentales.* D.S., vol LVIII/5, Bucureşti.

SĂNDULESCU M. (1975 - *Essai de synthese structurale des Carpathes.* Bull. Soc. Geol. Fr. 17, 3 (7), 299– 358.

SĂNDULESCU M. (1975) - *Studiul părţii centrale a sinclinalul Hăghimaş.* An. Inst. Geol. Geofiz. 45, 1 –200.

SĂNDULESCU M. (1976) - *La correlation structurale du tronc_on oriental avec celui me'ridional des Carpathes roumaines.* Dări se Seamă, Sedinţ.-Inst. Geol. Geofiz. 62 (5), 177–194.

SĂNDULESCU M. (1980) – *Analyse géotectonique des chaines alpines située autour de la Mer Noire Occidentale.* An. Inst. geol. geof., LVI, Bucureşti.

SĂNDULESCU M. (1980) – *Sur certains problèmes de la corrélation des Carpathes ucrainienne.* D.S., vol. LXV/5, Bucureşti.

SĂNDULESCU M. (1980) - *Sur certains proble`mes de la corre'lation des Carpathes Orientales Roumaines avec des Carpathes Ucrainiennes.* D. S. Inst. Geol. Geofiz. 6 (5), 163–180.

SĂNDULESCU M. (1984) – *Geotectonica României.* Ed. Tehnică, Bucureşti.

SĂNDULESCU M. (1988) - *Les problemes tectoniques de la courbure interne des Carpathes roumaines.* Dări Seamă Sedinţ.-Inst. Geol. Geofiz. 72– 73 (5), 283–298.

SĂNDULESCU M. (1994) – Orwiew on structure and evolution of the Central and South – East Tethyan Chains. Rom. Journ. of tect., Bucureşti.

SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU JANA, KUSKO M. (1962) – *Structura geologică a părţii der NV a Munţilor Buzăului şi a părţii de V a Munţilor Vrancei.* D.S. Inst. geol., LXVIII, Bucureşti.

SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU JANA (1964) – *Aspecte stratigrafice şi structurale ale flişului paleogen din regiunea Ghelinţa.* D.S., vol. XLII, Bucureşti.

SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU JANA (1964) – *Cercetări geologice în regiunea Breţcu – Ojdula şi Comandău.* D.S., vol.L/2, Bucureşti.

SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU JANA (1973) – *La stratigraphie du faciès du grès de Tarcău et sa position dans le schéma stratigraphique du flych paléogène des Carpathes Orientale set Septentrionales.* Bull. VIe Congr. Assoc. Géol. Carp.-Balk. (1967), I/2, Warszawa.

SĂNDULESCU M., TOMESCU C. (1978) - *Nouvelles contributions à la connaissance du Trias des séries Transylvaines du synclinal de Rarău (Carpathes Orientales).* D.S., Inst. Geol. Geofiz. 64, 141–151.

SĂNDULESCU M., VISARION M. (1978) - *Considerations sur la structure tectonique du soubassement de la dépression de Transylvanie.* D.S., Geol. Geofiz. 64, 153– 173.

SĂNDULESCU M., MICU M., POPESCU R. (1980) – *La structure et la pâleogeographie des formations miocènes des Subcarpathes Moldaves.* Procc. XI Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc., Tectonics, Kiev.

SĂNDULESCU M., BRATU ELENA, MICU M., CONSTANTIN P., POPESCU O. (1987) – *The development of the Slon Facies in the Trotuş River Basin (East Carpathians).* D.S., vol. 72-73/4, Bucureşti.

SĂNDULESCU M., KRAUTNER H.G., BALINTONI I., MICU M. (1981) - *The structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramureş area).* Guide to excursion A_5. Assoc. geol. Carpato-Balc. Congr. XII, Bucureşti.

SĂNDULESCU M., KRÄUTNER H.G., BALINTONI I., RUSSO-SĂNDULESCU D., MICU M. (1981) - *The structure of the East Carpathians (Moldavia-MaraMures Area).* Guide to Excursion B1 of the XII Carpatho-Balkan Geological Congress, Bucharest. Inst. Geol. And Geoph. Rom., Bucuresti. 92 pp.

SĂNDULESCU M., ŞTEFĂNESCU M., BUTAC A., PĂTRUŢ I., ZAHARESCU P. (1981) - *Genetical and structural relations between flysch and molasses (The East Carpathians).* Carp.-Balc.Assoc., XII Congr., Guide of Excursions, vol. A5. Institute of Geology and Geophysics, Bucharest. 95 pp.

SĂNDULESCU M., MICU M., BRATU ELENA (1987) - *Stratigraphy of the eocene flysch formations of the east carpathians.* The eocene from the Transylvanian basin, Romania, Cluj-Napoca.

SĂNDULESCU M., VISARION M. (1988) - *La structure des plate-formes situe´es dans l'avant-pays et au-dessous des nappes du flysch des Carpathes orientales.* Stud. Teh. Econ. - Geofiz. 15, 62–67 (in French).

SĂNDULESCU M., MICU M. (1989) - *Oligecene paleogeography of the east carpathians. Oligocène from the Transilvanian Basin.* Cluj-Napoca.

SĂNDULESCU JANA (1972) - *Etude micropaleontologique et stratigraphique du flysch du cretace superieur-paleocene de la region de Breţcu-Comandău (secteur intern meridional de la nappe de Tarcău-Carpates Orientales).* Mémoires Inst. Geol., vol. XVII, Bucureşti.

SĂNDULESCU JANA (1977) - *Biostratigrafia şi faciesurile Cretacicului siuperior şi Paleogenului din Tara Bîrsei.* D.S., Com. Stat. Geol. LII 2, 1964-1965, Bucureşti.

STOICA C. (1944) - *Paleogenul din valea Sibiului.* Rev. Muz. de Geol. Miner., Univ. "Babeş-Bolyai" Cluj-Napoca VIII .

STRADNER H. (1969) - *The nannofossils of the eocene flysch in the Hagenbach valley (northern vienna woods) Austria.* Rocz. Pol. Tow. Geol. Tom XXXIX, Krakow.

STYRNALOWNA M., CIZANCOURT DE I.H. (1925) *Sur la structure geologique de la region de Rybnik sur Stryi.* Karp. Pol. Orient. Kosmos 50, Lwow.

SYLVESTER ZOLTÁN and LOWE R. DONALD (2004) - *Textural trends in turbidites and slurry beds from the Oligocene flysch of the East Carpathians, Romania.* Department of Geological and Environmental Sciences, Stanford University, Stanford, CA 94305-2115, USA. Sedimentology (2004) 51, 945–972.

SURARU M. (1971) - *Asupra limitei Paleogen-Neogen în NV-ul depresiunii Transilvaniei.* Bul. Soc. St. geol. din R.S.R. XIII, Bucureşti.

SWIDERSKI B. (1924) - *Structure Bucovine Carpathians.* Rap. Rom. An. nr. 26, T.E.G.

SWIDERSKI B. (1924) - *Geological raport on the structure of Bukowina Carpathians especially of the sector enclosed betwin the rivers Czeremosz al Suczawa.* 1924 aug. Warsaw. Rap. Rom. -Am., nr. 26 TEG, Bucureşti.

SWIDERSKI B. (1925) - *Geol. structure of the Pokucie Carpathians.* St. Geol. Carp. du Service Geol. de Pologne, Bull. VII, Warszowie.

SWIDERSKI B. (1936) - *Sur la geologie de l'avant pays des Karpates Orioentales Polonaises.* Annales de la Société géologique de Pologne tomme XII, Krakowie.

SWIDZINSKI N. (1936) - *Quelques problemes geologiques concernant les Carpathes Orientales,* C.R. Serv. Geol. Pol., nr. 45, Warszowie.

SWIDZINSKI N. (1937) - *Remarques sur la structure des Carpathes flyscheuses.* Bull. du Serv. Geol. de Pologne, vol. VII .

ŞTEFĂNESCU D. (1924) - *Cercetări geologice în bazinul superior al R. Suceava (Bucovina).* D.S. I.G.R., vol. X (1921-1922), Bucureşti.

ŞTEFĂNESCU D. (1937) – *La Zone du Flysch carpathique en Bucovine entre Păltinoasa et Cîmpulung de Moldavie.* Bul. Soc. Rom.. geol., III

TĂNĂSESCU P. (1956) - *Raport preliminar asupra prospecţiunii gravimetrice din campania anului 1956 în reg. Putna-Rădăuţi-Dorneşti.* Raport geologic nr. 188. Arhiva S.C. Geomold S.A., Câmpulung Moldovenesc.

TĂNĂSESCU P., MIHĂILESCU C. (1957) - *Raport final asupra prospecţiunilor gravimetrice din zona Putna-Rădăuţi-Dorneşti.* Rap. geof., nr. 199 MIP, TEG, IPGG, Bucureşti.

TĂTĂRÂM NIŢA (1984) -*Geologie startigrafică şi paleogeografie.* Editura Tehnică, Bucureşti.

TEISSEYRE H (1932) - *Sur la structure geologique des Carpathes de Dukla.* Bull. Serv. Geol. Pol./VII, Warszowie.

TEISSEYRE H. (1936) - *Sur la structure geologique des environs de Zabie.* Serv. Geol. des Carpathes Buletin 28, Warszowie.

TOCORJESCU MARIA (1954) - *Studiul globotruncanelor din cretacicul superior din zona flişului.* D.S., Com. Geol., vol. XXXVIII, Bucureşti.

TOCORJESCU MARIA (1960) - *Consideraţii micropaleontologice asupra limitei cretacic-eocen.* Studii şi Cerc. Geol. 2, V., Acad. R.P.R., Bucureşti.

TODORAN V., ONAC B.P. (1989) - *Eocene/Oligocene boundary in the Purcăret-Mesteacăn area (The Somes plateau).* Oligocen from the Transilvanian Basin, Cluj-Napoca.

TOLWINSKI K. (1927) - *Géologie des Karpates Polonaises Orientales de Boryslaw jusqu'au Pruth.* Texte explicatif à la carte geologique des Carpathes polonaises Orientales sc. 1:200.000, Warszowie.

TRELEA NATALIA, SARAIMAN A., VOICU M. (1973) - *Contribuţii la cunoaşterea faunei fosile de peşti din împrejurimile oraşului Gura Humorului.* Studii şi com., St. naturii III. Muz. jud. Suceava, Suceava.

TURTUREAN M. (1999) – *Studiul depozitelor din Pânza de Audia din partea vestică a Pânzei de Tarcău din sectorul nordic al Carpaţilor Orientali.* Rezumatul tezei de doctorat, Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi.

VINOGRADOV C. (1960) - *Limita cretacic-paleogen în bazinul văii Prahova.* Stud. Cerc. Geol. V.2, Acad. R.P.R., Bucureşti.

VÎSOŢKI I., GRIGORAŞ N. (1964) - *Schema de corelare a depozitelor paleogene din Carpaţii Orientali de pe teritoriul U.R.S.S. şi R.P.R..* Stud. Cerc. Geol. Geogr. Seria Geologie 1, 9, Acad. R.P.R., Bucureşti.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PLANŞA I

Fig. 1, 2 Chiasmolithus danicus n.x., l.n., (Brotzen);x 2300; x2800
Fig. 3 Chiasmolithus grandis, l. n., (Bramlette and Riedel); x2800
Fig. 4 Chiasmolithus oamaruensis, l.n., (Deflandre, Hay et al.); x2800
Fig. 5 Chiasmolithus gigas, l.n., (Bramlette and Riedel); x2800
Fig. 6 Coccolithus eopelagicus, l.n., (Bramlette and Riedel), Bramlette and Sullivan ; x2500
Fig. 7, 8 Coccolithus crassus, n.x., l.n., Bramlette and Sullivan; x 2300; x2800
Fig. 9 Coccolithus gammation, l.n., Bramlette and Sullivan; x2800
Fig.10 Coccolithus pelagicus, l.n., (Walich, Schiller); x2800
Fig.11, 12 Discolithus crucifer, n.x., l.n., Cepek; x 2500; x2800
Fig. 13 Chiasmolithus eograndis, l.n, Bramlette and Riedel; x2800
Fig. 14 Chiasmolithus solitus, l.n., Bramlette and Sullivan; x 2300

PLANŞA II

Fig. 1, 2 Biscutum constans, l.n., n. x., (Gorka), x 2500; x2500
Fig. 3. Markalius inversus, n.x., (Deflandre), Bramlette et Martini; x2600
Fig. 4, 5 Cyclococcolithus formosus, n.x., l.n., (Black), Hay et al.; x3000;x2500
Fig. 6 Cyclococcolithus floridanus, n.x., (Roth et Hay), Mohler; x2000
Fig. 7 Watznaueria barnesae, n.x., (Black) Bukri; x2500
Fig. 8 Discoaster falcatus, l.n., Bramlette and Sullivan; x2500
Fig. 9 Discoaster multiradiatus, l.n., Bramlette and Riedel; x2500
Fig. 10 Discoaster salisburgensis, l.n., Stradner; x2500
Fig. 11 Discoaster barbadiensis l.n. Tan Sin Hok; x3000
Fig. 12 Discoaster lodoensis l.n. Bramlette and Riedel; x3000
Fig. 13 Discoaster tani , l.n., Prinns; x 3000
Fig. 14 Discoaster cf. druggi, l.n., Bramlette and Wilcoxon, x2500

PLANŞA III

Fig. 1 Discoaster distinctus l. n. Martini; x2800
Fig. 2 Discoaster gemmifer l.n. Stradner; x3000
Fig. 3 Discoaster germanicus n.x. Martini; x2000
Fig. 4 Discoaster saipanensis l.n. Bramlette and Riedel; x2500
Fig. 5 Braarudosphaera bigelowi l.n. (Gran and Braarud), Deflandre; x2500
Fig. 6 Micrantolithus vesper l.n. Deflandre; x2300
Fig. 7 Micrantolithus pinguis l.n. Bramlette and Sullivan; x3000
Fig. 8 Micrantolithus flos l.n. Deflandre; x2000
Fig. 9, 10, 11 Zygrablithus bijugatus Deflandre; x2500; x2500; x2500
Fig. 12 Eiffelithus turiseiffeli n.x. (Deflandre) Reinhardt; x2500
Fig. 13 Octoithus multiplus, l.n., Perch – Nielsen; x 2500

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PLANŞA IV

Fig. 1 Microrhabdulus belgicus n.x. Hay and Towe; x3000
Fig. 2 Microrhabdulus stradneri n.x. Bramlette and Martini; x3500
Fig. 3 Microrhabdulus decoratus n.x. Deflandre; x3500
Fig. 4, 5 Fasciculithus tympaniformis n.x., l.n., (Hay and Mohler); x2300
Fig. 6 Heliolithus riedelii l.n. Bramlette and Sullivan; x2300
Fig. 7 Helicosphaera seminulum lophota l.n. Bramlette and Sullivan; x2500
Fig. 8, 9 Transversopontis obliquipons l.n. (Deflandre), Hay and al; x2300; x2000
Fig.10 Discolithina plana l.n. Levin; x2500
Fig.11 Scyphosphaera tubicena l.n. Stradner; x3500
Fig. 12 Dictyococites dyctiodus n.x. (Deflandre and Fert); x2300
Fig. 13 Helicosphaera eufratis, l.n., Müller, x2300
Fig. 14 Helicosphaera ,l.n., Haq, x2300

PLANŞA V

Fig. 1 Reticulophenestra umbilica n.x. (Levin), Martini and Ritzkovski; x2500
Fig. 2 Reticulophenestra placomorpha l.n. (Kamptner), Stradner; x2500
Fig. 3 Rhabdosphaera inflata l.n. Bramlette and Sullivan; x2300
Fig. 4, 5 Rhabdosphaera truncata l.n., n.x., Bramlette and Sullivan; x2300; x2300
Fig. 6 Rhabdosphaera tenuis l.n. Deflandre; x2500
Fig. 7 Rhabdosphaera pinguis l.n. Deflandre; x3000
Fig. 8 Rhabdosphaera crebra Deflandre; x2500
Fig. 9 Sphenolithus radians n.x. Stradner; x2500
Fig.10 Sphenolithus pseudoradians l.n. Bramlette and Wile; x2500
Fig. 11, 12 Isthmolithus recurvus l.n. Deflandre; x2300; x2800

PLANŞA VI

Fig. 1 Sphenolithus ciperoiensis, l.n., Perch – Nielsen, x2500
Fig. 2 Sphenolithus anarrhopus, l.n., Bramlette and Wilcoxon; x2500
Fig. 3 Reticulophenestra lockeri, l.n., Müller, x 2300
Fig. 4 Reticulophenestra minuta, l.n., Müller, x 2500
Fig. 5 Sphenolithus pseudoradians l.n. Bramlette and Wilcoxon; x2500
Fig. 6 Reticulophenestra umbilica, l.n., Levin, x2300
Fig. 7 Triquetrorhabdulus carinatus, l.n., Lipps, x2300
Fig. 8 Triquetrorhabdulus milowii, l.n., Lipps, x2300
Fig. 9 Toweius pertusus, l.n., Müller, x 2500

PLANŞA VII

Fig. 1 Neococcolithus protenus l.n. (Bramlette and Sullivan); x2300
Fig. 2 Zygodiscus sigmoides n.x. Bramlette and Sullivan; x2500
Fig. 3 Zygodiscus spiralis n.x. (Bramlette and Martini); x2500
Fig. 4 Zygolithus dubius l.n. Deflandre; x2500
Fig. 5 Zygolithus junctus l.n. Bramlette and Sullivan; x2800
Fig. 6 Chipragmalithus calatus l.n. (Bramlette and Sullivan); x2800
Fig. 7 Chipragmalithus cristatus l.n. (Martini); x2500
Fig. 8 Cretarhabdus crenulatus n.x. Bramlette and Martini; x2500
Fig. 9 Cretarhabdus conicus n.x. Bramlette and Martini; x2500

Fig. 10 Litraphidites carniolensis n.x. Deflandre; x3000
Fig. 11, 12 Lucianorhabdus cayeuxi n.x., l.n., Deflandre; x3000
Fig. 13 Lucianorhabdus maleformis, l.n., Reinhardt; x3000

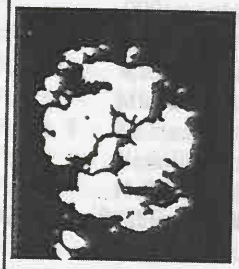
PLANŞA VIII

Fig. 1 Tetralithus goticus n.x. Deflandre; x2500
Fig. 2, 3 Heliolithus concinus; l.n., n.x., Deflandre; x2500; x2500
Fig. 4 Marthasterithes tribrachiatus l.n. (Bramlette and Riedel) Deflandre; x3000
Fig. 5 Tetralithus sp. l.n.; x2500
Fig. 6 Discoaster sp. l.n.; x2500
Fig. 7, 8 Arkhangielskiella cymbiformis n.x. Vekschina; x3000 x3000
Fig. 9 Rhabdosphaera sp. l.n.; x2500
Fig. 10, 11 Lanternithus minutus n.x., l.n., Stradner; x2500 x2500
Fig. 12 Fasciculithus ulii, l.n., Romein; x 2500

NOTĂ: Determinarea taxonilor de nannoplancton calcaros a fost realizată cu un microscop JENAPOL VEB CARL ZEISS JENA;
l.n.: lumină normală;
n.x. nicoli în cruce.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PLANȘA I

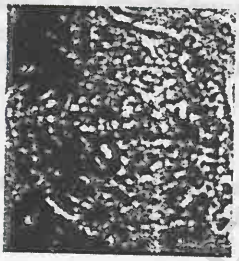


1

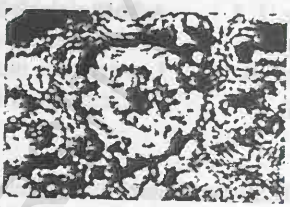
2

3

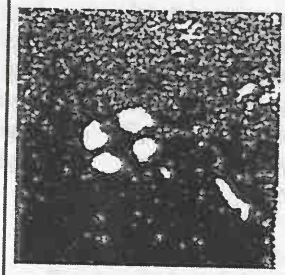
4



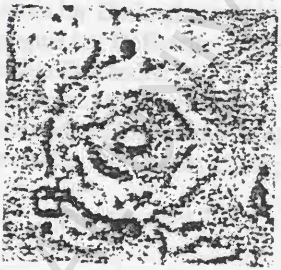
5



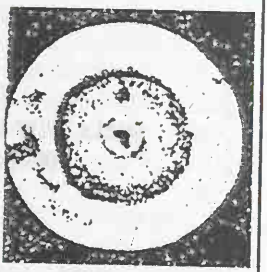
6



7

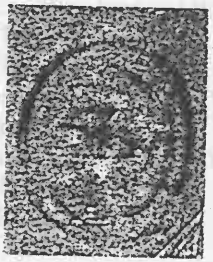


8



9

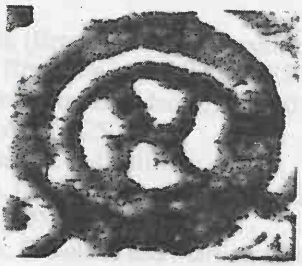
10



11

12

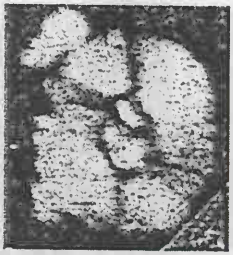
13

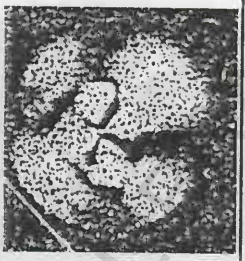


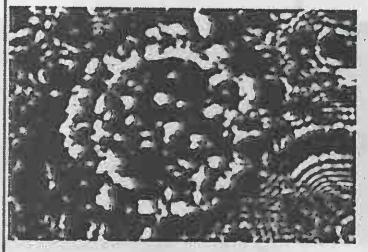
14

PLANŞA II

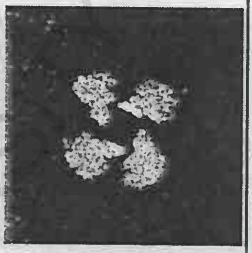
1

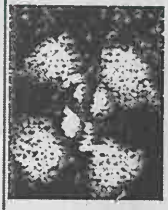

2

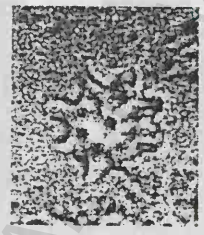

3

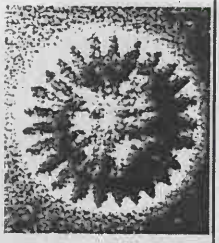

4

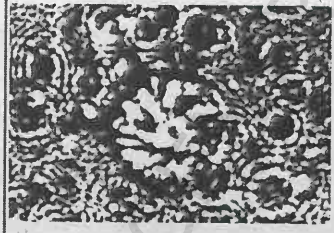
5

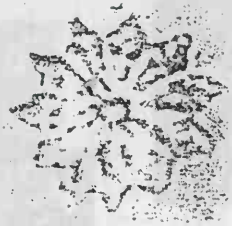

6

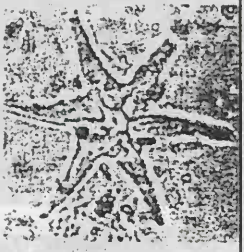

7

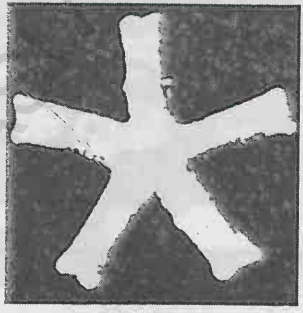

8

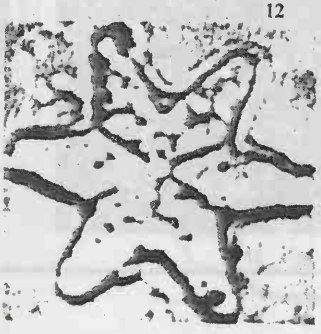

9


10


11


12

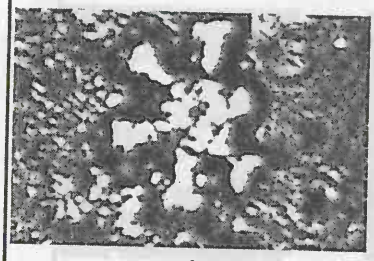

13


14

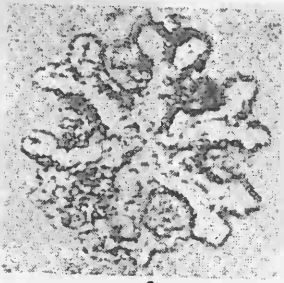
B.C.U. "IASI" ... "EMINESCU" IAŞI ... BIBLIOTECA ... GRAFIE

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

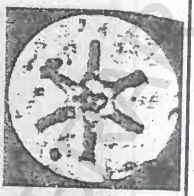
PLANŞA III



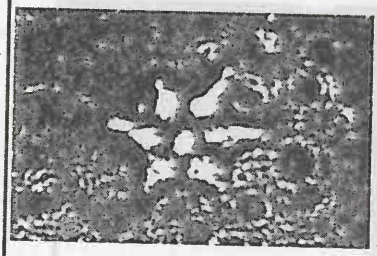
1



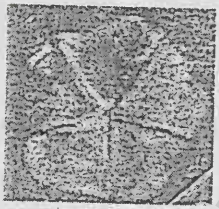
2



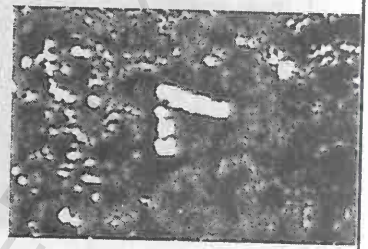
3



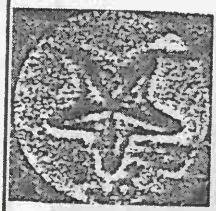
4



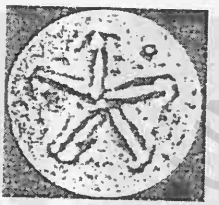
5



6

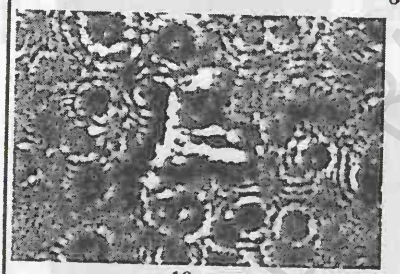


7

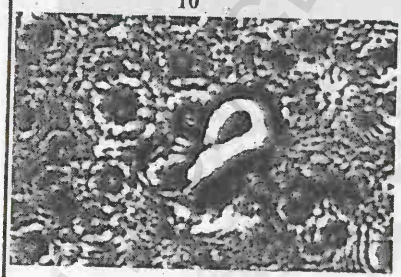


8

9

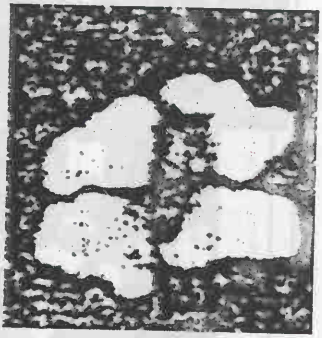


10



11

12



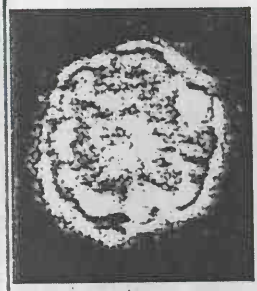
13

PLANȘA IV

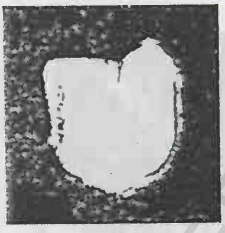
1

2

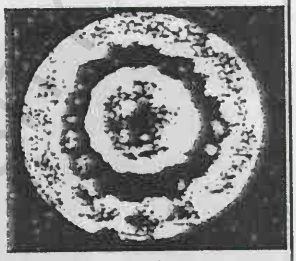
3



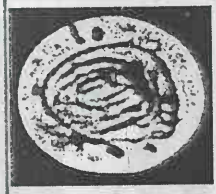
4



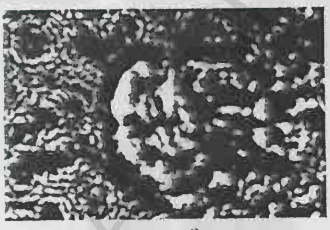
5



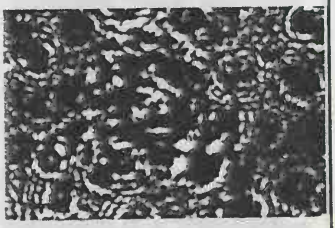
6



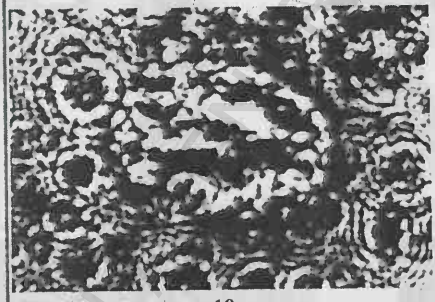
7



8

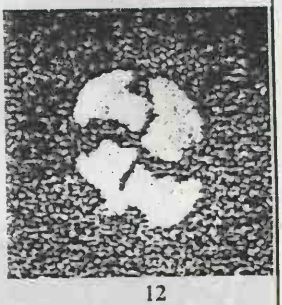


9

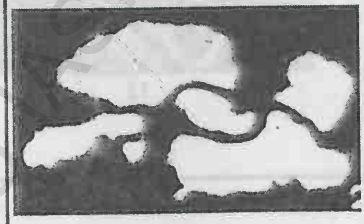


10

11



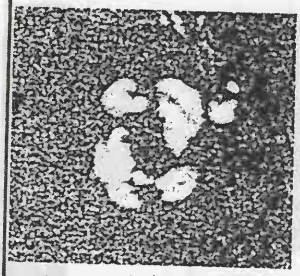
12



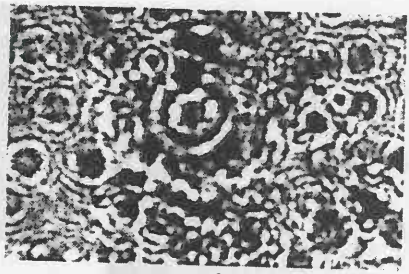
13

14

PLANŞA V



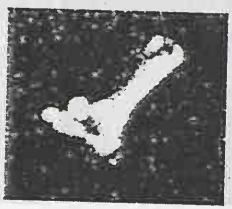
1



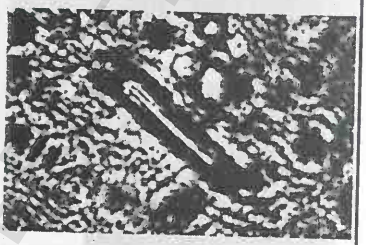
2

3

4



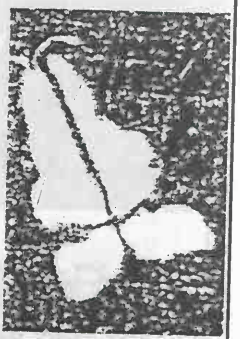
5



6

7

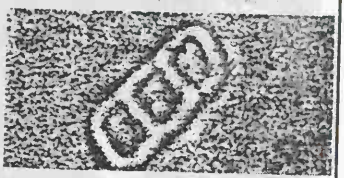
8



9

10

11



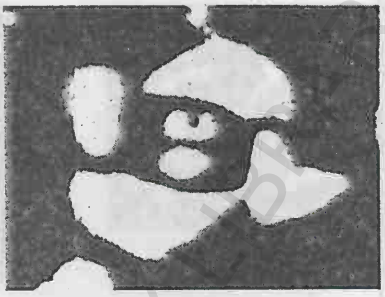
12

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

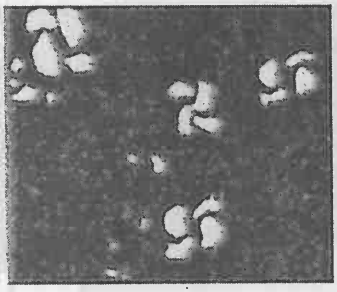
PLANȘA VI

1

2

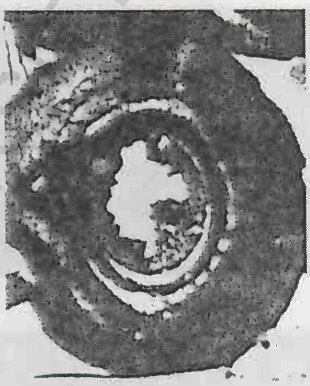


3

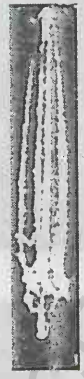


4

5

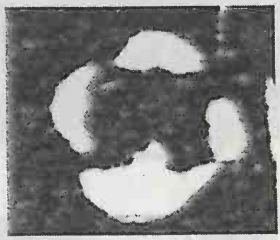


6



7

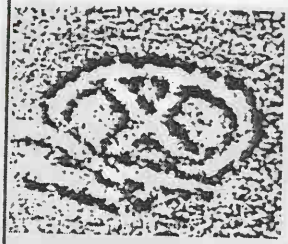
8



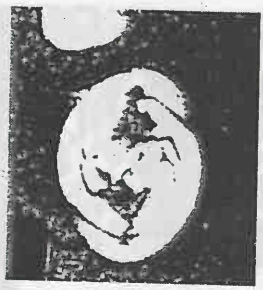
9

BCU IAȘI / CENTRU UNIVERSITAR

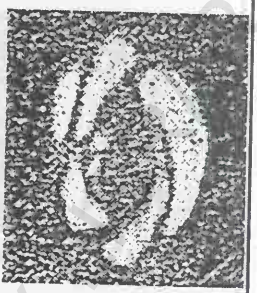
PLANȘA VII



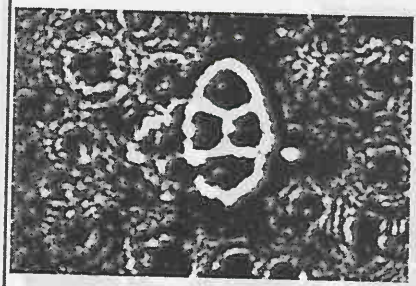
1



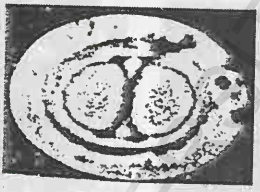
2



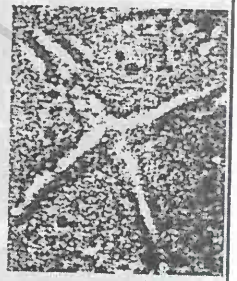
3



4

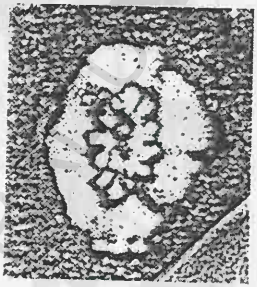


5

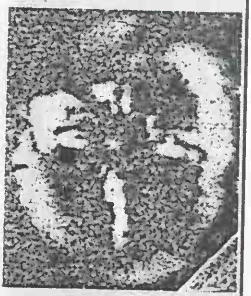


6

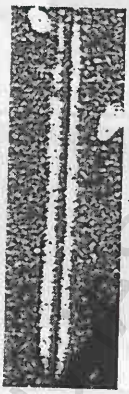
7



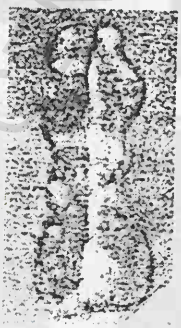
8



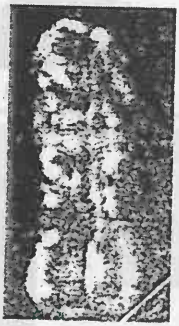
9



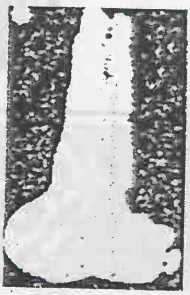
10



11

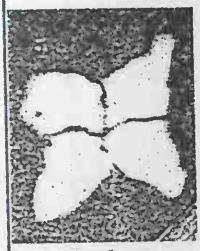


12

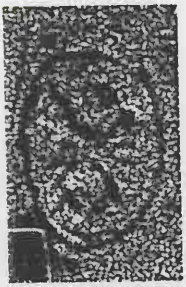


13

PLANŞA VIII



1

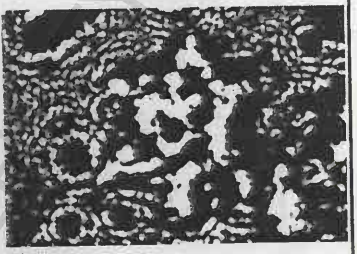


2

3

4

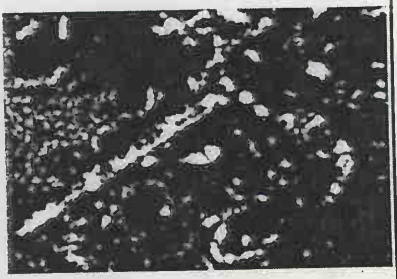
5



6

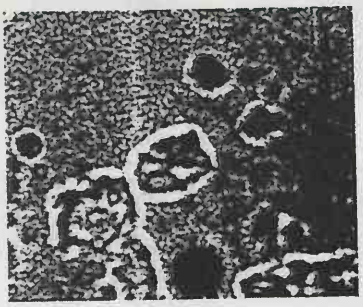
7

8



9

10

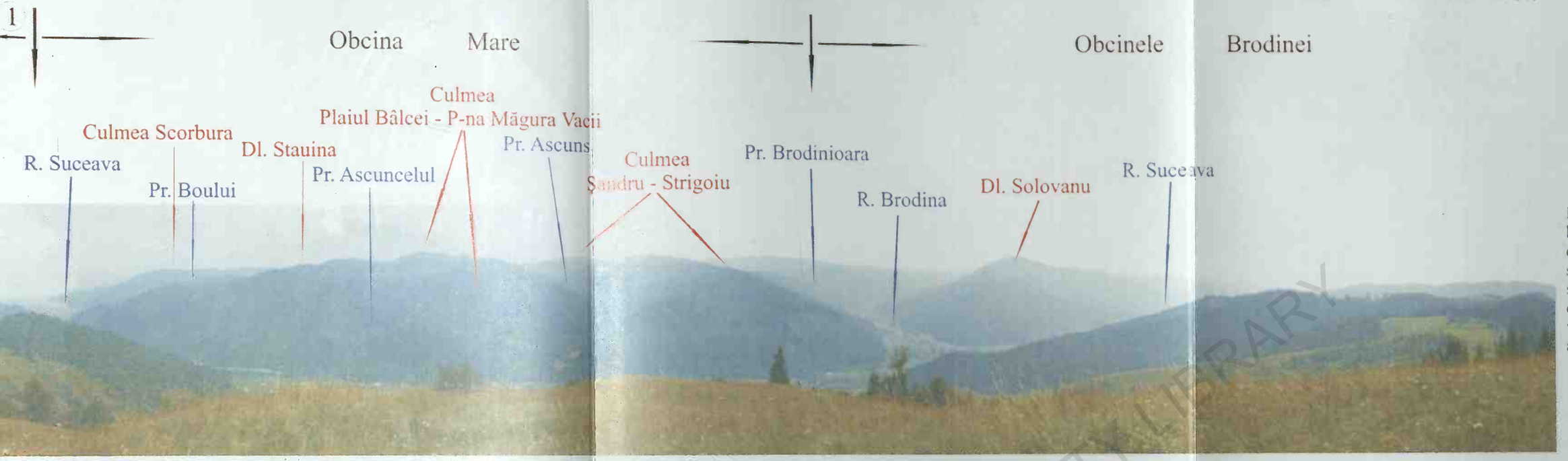


11

12

ENE

WSW



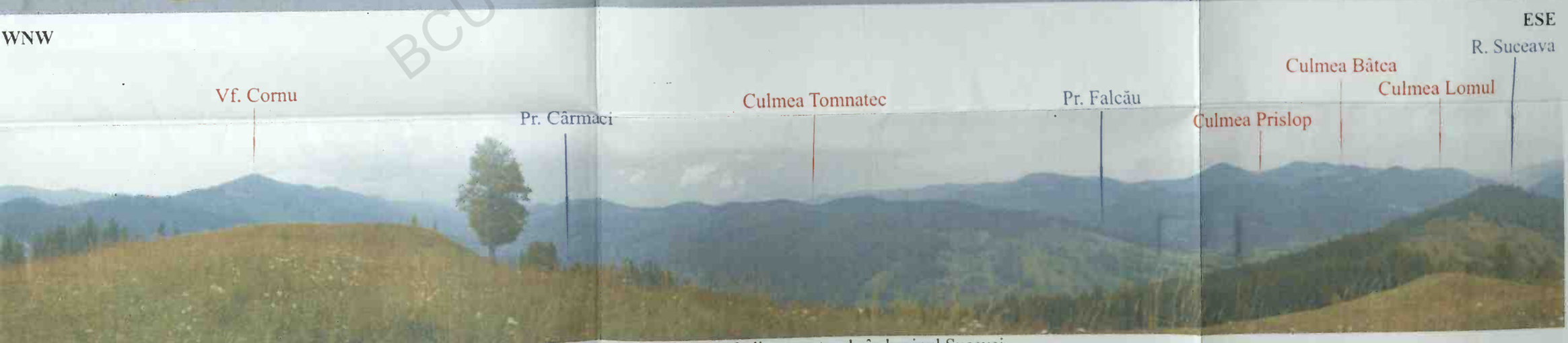
Relieful de hogback-uri dezvoltat pe structura în solzi a Pânzei de Tarcău, în versantul sudic al văii Sucevei

1 - Bazinul tecto-eroziv Straja

Dezvoltarea aliniamentelor de culmi în Obcina Mare, pe direcția NW-SE, în conformitate cu direcția structurilor geologice

WNW

ESE



Culmea Bâtca conservată pe gresii cuarțoase, eocene, de tip Scorbura

Anexa nr. 2 - Corespondențe morfo-lito-structurale în bazinul Sucevei

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cuaternar — Q

PÂNZA DE TARCĂU

SOLZII INTERNI (Skibele interne, Micu, 1981; Digitația de Tazlău, Săndulescu, 1984)

- Oligocen
  - K — Formațiunea gresiei de Kliwa
  - Formațiunea disodilelor inferioare
  - Mg-Mj — Formațiunile menilitelor inferioare și marnelor bituminoase
- Eocen
  - Priabonian
    - Lup — Formațiunea de Lupoaia (Lup)
    - Pl — Formațiunea de Plopu (Pl)
  - Bartonian
    - Stz — Formațiunea de Scorbura - Tazlău (Stz) (Stz-1 = Membrul de Ascuncelul; Stz - 2 = Membrul de Frasin)
  - Luteţian
    - Str — Formațiunea de Straja
  - Ypresian
    - Srl — Formațiunea de Surcele
- Paleocen
  - Iz — Formațiunea de Izvor
- Senonian
  - Hg — Formațiunea de Hangu

SOLZII EXTERNI (Skibele externe, Micu, 1981; Digitația externă, Săndulescu, 1984)

- Oligocen
  - K — Formațiunea gresiei de Kliwa
  - Formațiunea disodilelor inferioare
  - Formațiunea marnelor bituminoase
  - Formațiunea menilitelor inferioare
- Eocen
  - Priabonian
    - Luc — Formațiunea gresiei de Lucăcești și a marnelor cu globigerine
    - Bi — Formațiunea de Plopu-Bisericani
  - Bartonian
    - Dv — Formațiunea calcarului de Doamna - Viţeu
  - Luteţian
    - Sv-Sc — Sv - Formațiunea de Sucevița; Sc - Formațiunea de Scorbura
  - Ypresian
    - Str — Formațiunea de Straja
    - Srl — Formațiunea de Surcele
- Paleocen
  - Iz — Formațiunea de Izvor
- Senonian
  - Hg — Formațiunea de Hangu

LAMA DE RABOTAJ ARȘIȚA

Miocen inf. / Oligocen sup — Ar — Formațiunea de Arșița

PÂNZA DE VRANCEA
(Semifereastra Gura-Putnei)

SOLZII EXTERNI

- Ng - Miocen
  - Mj — Conglomerate
- Pg -
  - Oligocen
    - Ds-Mj — Formațiunea disodilelor și menilitelor superioare
    - K — Formațiunea gresiei de Kliwa
    - Ds-I — Formațiunea disodilelor inferioare
    - Mb — Formațiunea marnelor bituminoase
    - Mg-I — Formațiunea menilitelor inferioare
  - Eocen
    - Priabonian
      - Bi — Formațiunea de Plopu-Bisericani
    - Bartonian
      - Dv — Formațiunea calcarului de Doamna - Viţeu
    - Luteţian
      - Sv — Formațiunea de Sucevița

Semne convenționale

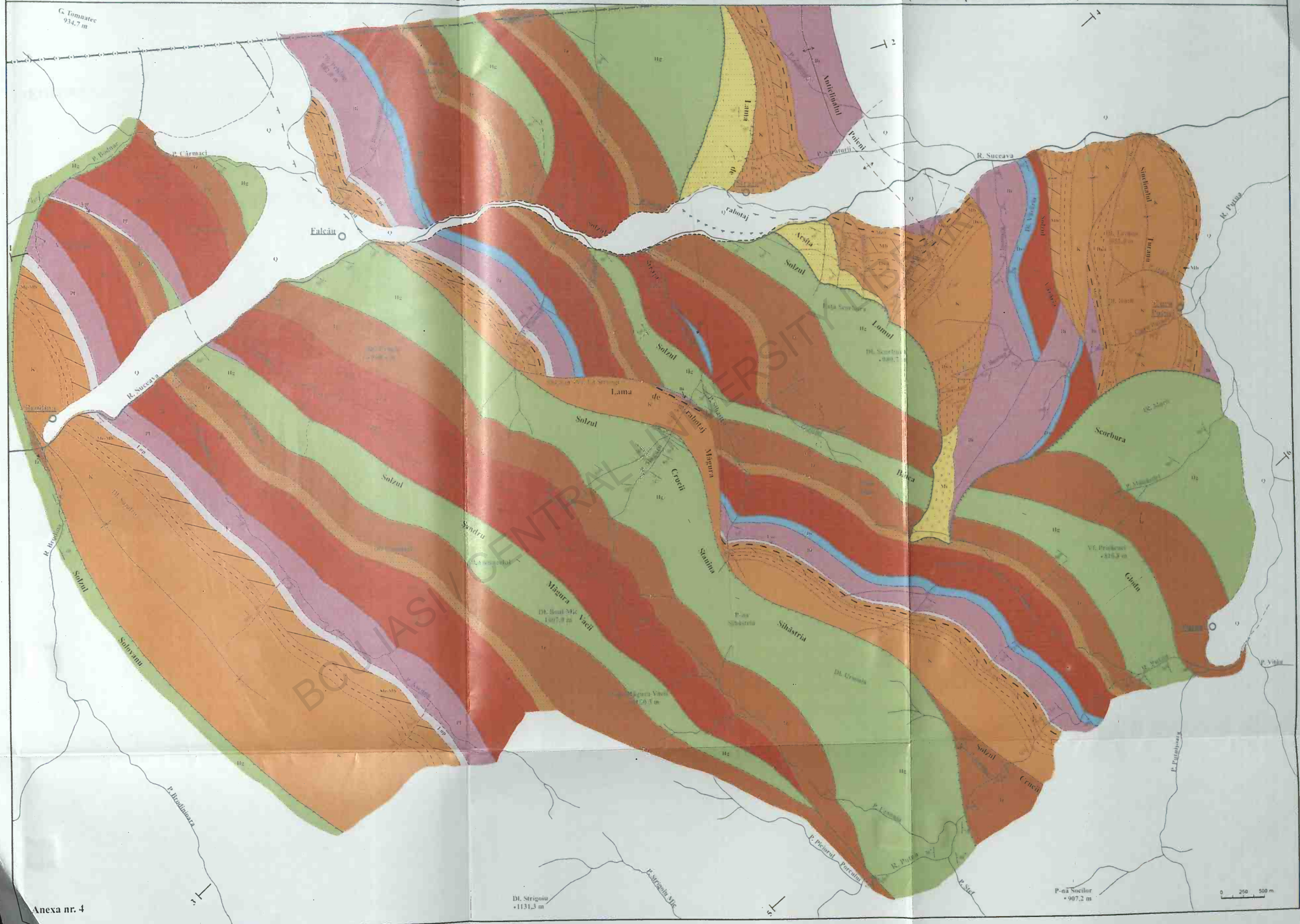
- Pânză de șariaj
- Digitație
- Frunte de solz
- Falie
- Limită litologică
- Os — Olistolit de marne bituminoase
- 1 2 — Ax de anticlinal: 1 - vertical; 2 - deversat
- 1 2 — Ax de sinclinal: 1 - vertical; 2 - deversat
- Poziție de strat
- Izvor sărat
- 1 — 2 - secțiune geologică

LEGENDA HĂRȚII ȘI SECȚIUNILOR GEOLOGICE REGIUNEA V. SUCEVEI - V. PUTNEI - V. BRODINEI (CARPAȚII ORIENTALI)

Anexa nr. 3

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII VALEA SUCEVEI - VALEA PUTNEI - VALEA BRODINEI (CARPAȚII ORIENTALI)

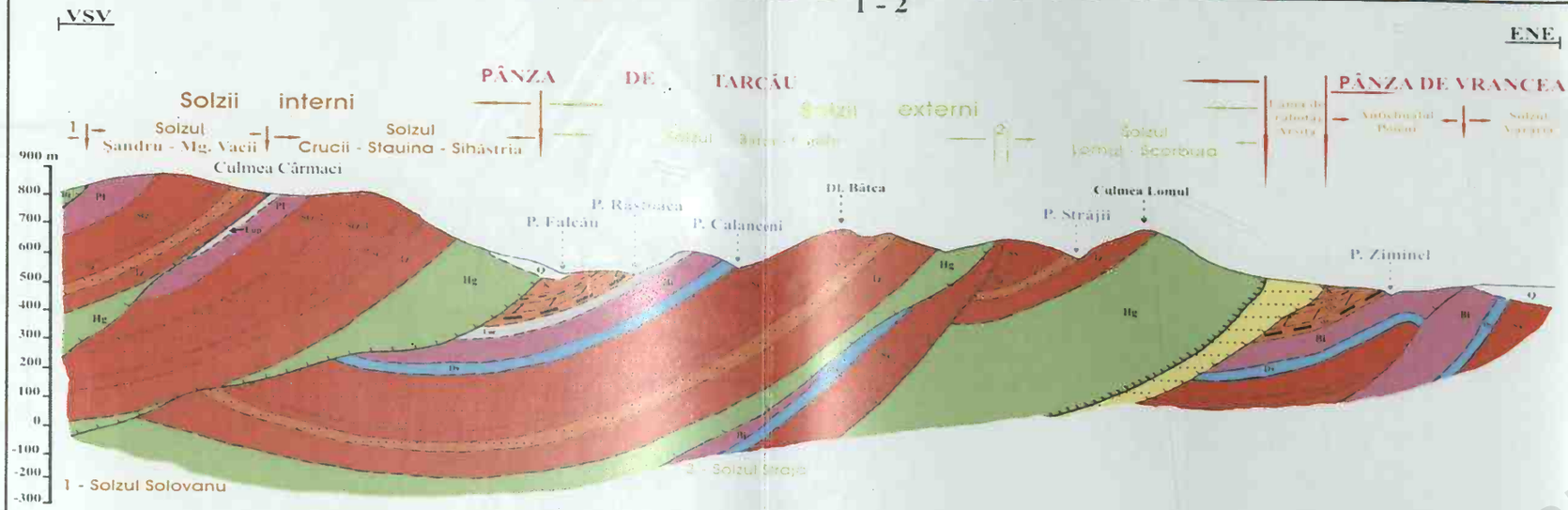


Anexa nr. 4

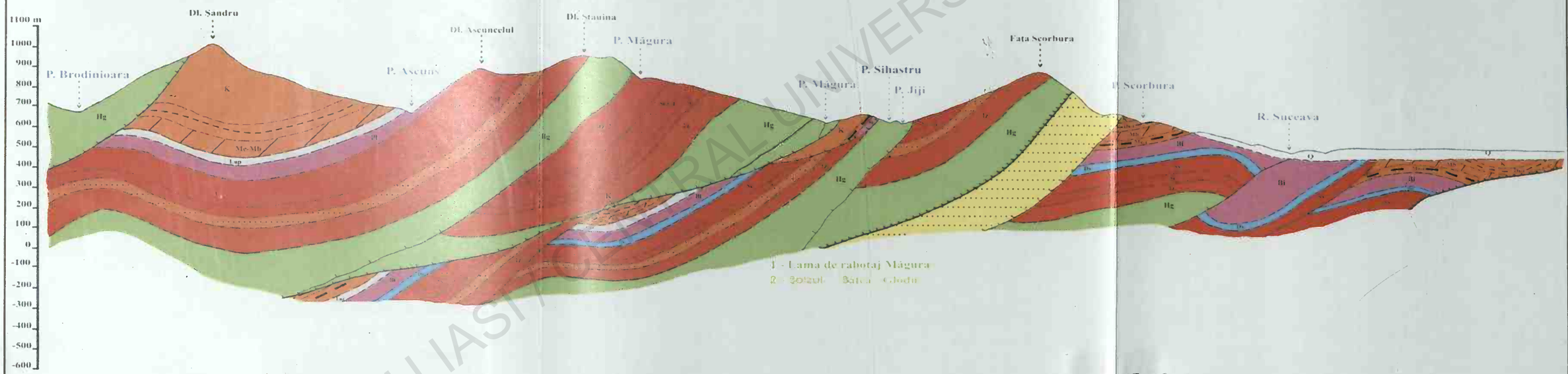
BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

SECȚIUNI GEOLOGICE
REGIUNEA V. SUCEVEI - V. PUTNEI - V. BRODINEI
(CARPAȚII ORIENTALI)

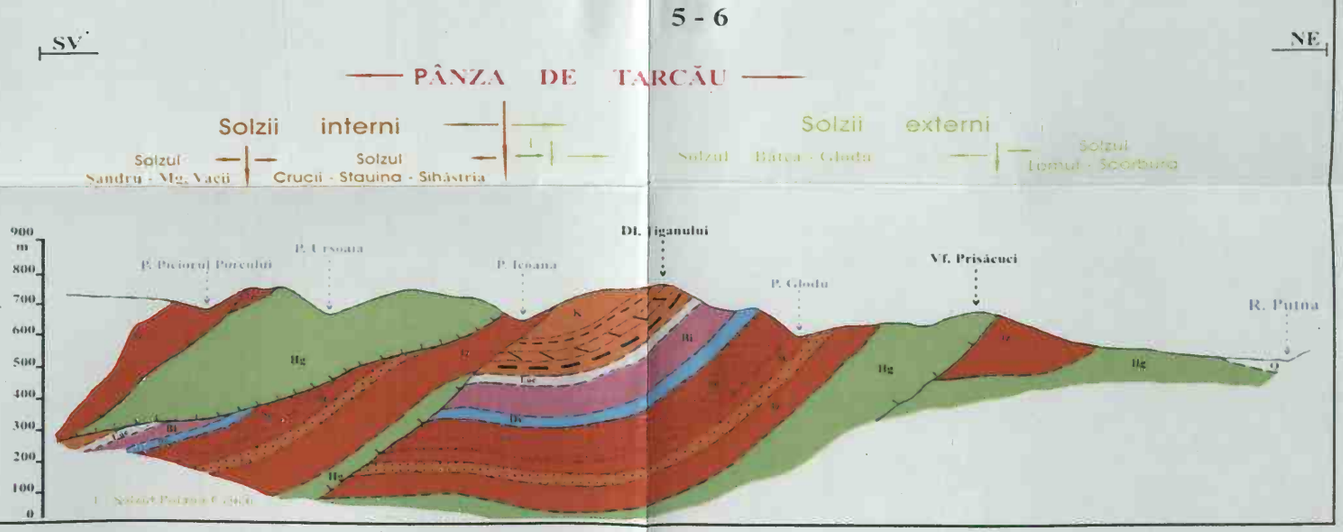
1 - 2



3 - 4

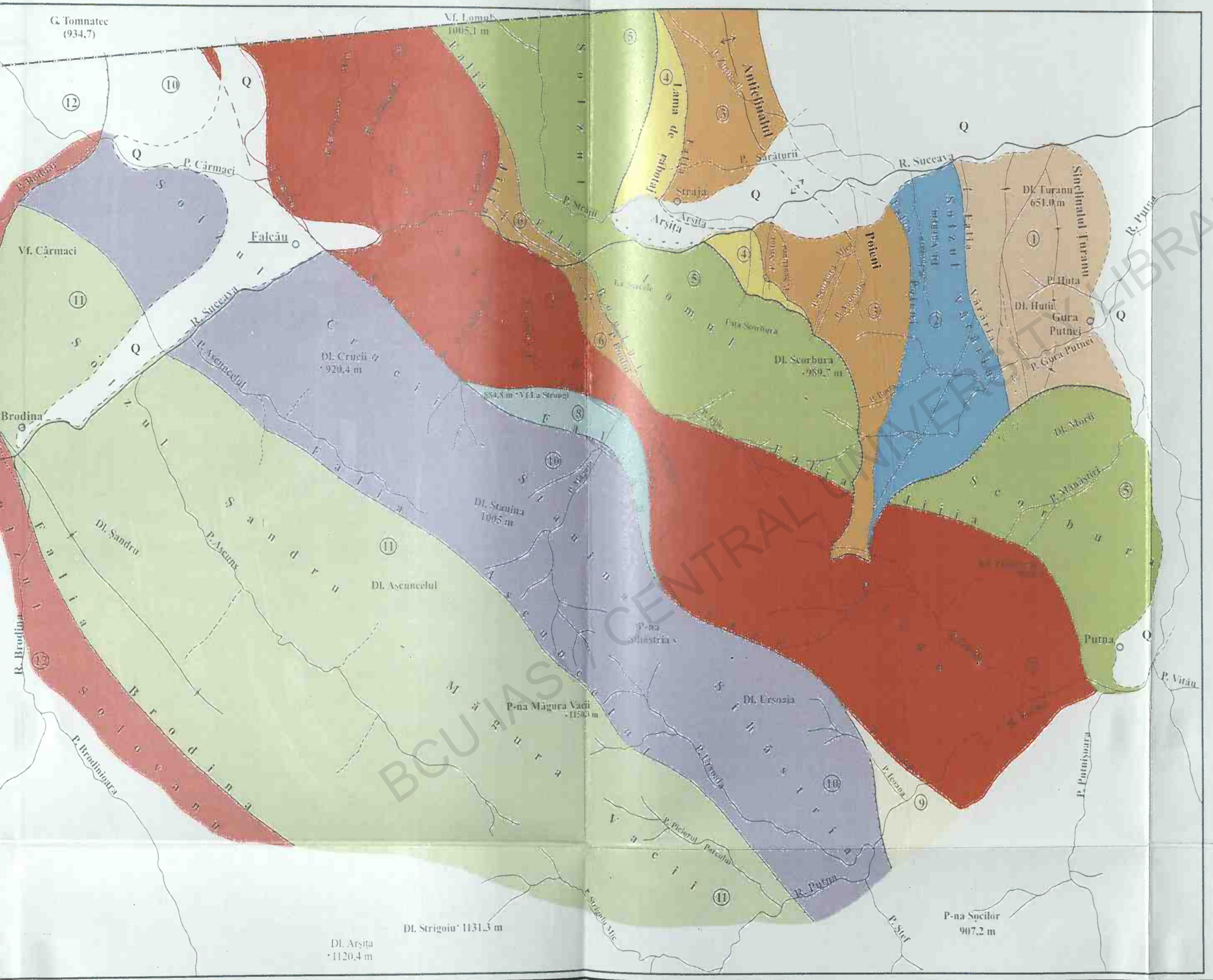


5 - 6



Anexa nr. 5

BCU IAȘI - FONDUL CENTRAL UNIVERSITAR



BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

LEGENDA

0 1000 m

Pânza de Tarcău

Solzii interni

- 12 Solzul Solovanu
- 11 Solzul Șandru - Măgura Vacii
- 10 Solzul Crucii - Stauina - Sihăstria

Solzii externi

- 9 Solzul Poiana Crucii
- 8 Lama de rabotaj Măgura
- Solzul Bâtca - Glodu
- 6 Solzul Straja
- 5 Solzul Lomul - Scorbura

Lama de rabotaj Arșița

- 4 Lama de rabotaj Arșița

Pânza de Vrancea (Semifereastra Gura-Putnei)

Solzii externi

- 3 Anticlinalul Poieni
- 2 Solzul Vărăria
- 1 Sinclinalul Țuranu

- Șariajul Pânzei de Tarcău
- Digitație
- Frunte de solz (falie inversă)
- Falie
- Ax de anticlinal: 1 - vertical; 2 - deversat
- Ax de sinclinal: 1 - vertical; 2 - deversat

HARTA TECTONICĂ A REGIUNII VALEA SUCEVEI - VALEA PUTNEI - VALEA BRODINEI

Anexa nr. 6

LTOFACIESURILE EOCENE ÎN REGIUNEA V. SUCEVEI - V. PUTNEI - V. BRODINEI (CARPAȚII ORIENTALI)

0 1000 m

- Litofaciesul de Doamna
- Litofaciesul de Scorbura - Doamna
- Litofaciesul de Scorbura - Tazlău

1 - Sinclinalul Țuranu

2 - Solzul Vărăria

3 - Anticlinalul Poieni

4 - Lama de rabotaj Arșița

5 - Solzul Lomul - Scorbura

6 - Solzul Straja

7 - Solzul Bâtca - Glodu

8 - Lama de rabotaj Măgura

9 - Solzul Poiana Crucii

10 - Solzul Crucii - Stauina - Sihăstria

11 - Solzul Șandru - Măgura Vacii

12 - Solzul Solovanu

- Șariajul Pânzei de Tarcău
- Digitație
- Frunte de solz (falie inversă)
- Falie
- Ax de anticlinal: 1 - vertical; 2 - deversat
- Ax de sinclinal: 1 - vertical; 2 - deversat
- Limită litofacială

Anexa nr. 7

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

LITOFACIESURILE OLIGOCENE ÎN REGIUNEA V. SUCEVEI - V. PUTNEI - V. BRODINEI (CARPAȚII ORIENTALI)

0 1000 m

- Litofaciesul de Gura-Putnei
- Litofaciesul de Kliwa
- Litofaciesul de Moldovița

1 - Sinclinalul Țuranu

2 - Solzul Vărăria

3 - Anticlinalul Poieni

4 - Lama de rabotaj Arșița

5 - Solzul Lomul - Scorbura

6 - Solzul Straja

7 - Solzul Bâtca - Glodu

8 - Lama de rabotaj Măgura

9 - Solzul Poiana Crucii

10 - Solzul Crucii - Stauina - Sihăstria

11 - Solzul Șandru - Măgura Vacii

12 - Solzul Solovanu

- Șariajul Pânzei de Tarcău
- Digitație
- Frunte de solz (falie inversă)
- Falie
- Ax de anticlinal: 1 - vertical; 2 - deversat
- Ax de sinclinal: 1 - vertical; 2 - deversat
- Limită litofacială

Anexa nr. 8

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

RAPORTURILE SPAȚIALE ALE LITOFACIESURILOR EOCENE ȘI OLIGOCENE ÎN REGIUNEA V. SUCEVEI - V. PUTNEI - V. BRODINEI (CARPAȚII ORIENTALI)

0 1000 m

Litofaciesurile eocene

- Litofaciesul de Doamna
- Litofaciesul de Scorbura - Doamna
- Litofaciesul de Scorbura - Tazlău

Litofaciesurile oligocene

- Litofaciesul de Gura-Putnei
- Litofaciesul de Kliwa
- Litofaciesul de Moldovița

1 - Sinclinalul faliat Țuranu

2 - Solzul Vărăria

3 - Anticlinalul faliat Poieni

4 - Solzul Arșița

5 - Solzul Lomul - Scorbura

6 - Solzul Străjii

7 - Solzul Bâtca - Glodu

8 - Lama de rabotaj Măgura

9 - Solzul Icoana

10 - Solzul Crucii - Stauina - Sihăstria

11 - Solzul Șandru - Măgura Vacii

12 - Solzul Solovanu

- Șariajul Pânzei de Tarcău
- Digitație
- Frunte de solz (falie inversă)
- Falie
- Ax de anticlinal: 1 - vertical; 2 - deversat
- Ax de sinclinal: 1 - vertical; 2 - deversat
- Limită litofacială

Anexa nr. 9

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARY

"Sintetizând, putem spune că lucrarea domnului Doru Juravle reprezintă o reuşită, constituind, fără nicio rezervă, prima monografie asupra geologiei flişului din extremitatea nordică a Carpaţilor Orientali, şi care va rămâne, credem, încă multă vreme, principalul ghid, nu numai la dispoziţia factorilor de interes economic dar şi a celor care vor fi interesaţi de a continua efortul de cunoaştere a înaintaşilor."

Prof. univ. dr. Constantin Grasu

Doru Juravle a absolvit Facultatea de Biologie, Geografie şi Geologie, specializarea Inginerie geologică şi geofizică şi Facultatea de Geografie şi Geologie, specializarea Geografie, ale Universităţii "Al. I. Cuza" Iaşi. De asemenea a obţinut Diploma de master în Ştiinţa solului, organizat de Facultatea de Geografie şi Geologie a Universităţii "Al. I. Cuza" Iaşi.

A susţinut teza de doctorat în decembrie 2004 şi a fost confirmat în aprilie 2005.

A activat în domeniul prospecţiunilor şi explorărilor geologice peste 12 ani, ocupând pe rând funcţiile de inginer geolog de şantier, inginer geolog principal, adjunct şef secţie geolog şi şef serviciu geo-topo în cadrul întreprinderilor I.P.E.G. "Suceava" şi S.C. Geomold S.A., cu sediul în Câmpulung Moldovenesc. Aria de cercetare geologică cuprindea Orogenul Carpaţilor Orientali şi domeniul de platformă est-carpatic.

Din 1998 activează, iniţial, în învăţământul preuniversitar, apoi, din 2002, ca lector în cadrul Facultăţii de Geografie şi Geologie - Departamenul de Geografie - a Universităţii "Al. I. Cuza" Iaşi, unde susţine cursul de Geologia României. Din 2004 este directorul Staţiunii de cercetare ştiinţifică şi practică universitară "Simion Mehedinţi" din Tulnici, jud. Vrancea.

De-a lungul timpului a coordonat 25 programe privind cercetarea structurilor geologice purtătoare de substanţe minerale utile şi a colaborat la alte 30 de programe. De asemenea a colaborat la 8 granturi de cercetare cu o tematică referitoare la contaminarea solurilor cu metale grele, cercetări geomorfologice, pedologice şi climatice.

A susţinut 22 de comunicări ştiinţifice în centrele universitare Iaşi, Bucureşti, Craiova şi a publicat 11 lucrări în reviste de specialitate.

Autorul a primit distincţia "CUM LAUDAE" şi Diploma pentru cea mai valoroasă teză de doctorat susţinută în anul 2004, conferită de Universitatea "Al. I. Cuza" Iaşi.

Este membru al Societăţii de Ştiinţe Geologice şi al Asociaţiei Geomorfologilor din România.

ISBN 973-7603-78-8
9 789737 603784